

Universidade de Lisboa
Faculdade de Ciências
Departamento de Geologia



Análise e correlação litostratigráfica de sondagens nos Grés de Silves da Bacia Lusitânica

João Diogo Franco Quitério de Oliveira Borges

Mestrado em Geologia

Especialização em Estratigrafia, Sedimentologia e Paleontologia

Dissertação orientada por:
Nuno Lamas de Almeida Pimentel

2020

Agradecimentos

A seguinte dissertação foi desenvolvida após uma conversa com o meu orientador Nuno Pimentel, proporcionando-me uma oportunidade de escrever uma dissertação numa área que era das minhas preferidas. Sendo assim, o meu primeiro profundo agradecimento vai para ele, pois mesmo aturando os meus momentos de alguma ligeireza e de perguntas básicas conseguiu dar-me motivação para continuar e nunca desistir. Foi uma mais valia preciosa para mim pois, acima de tudo, estava sempre lá para responder a questões e com muita prontidão.

Gostava de agradecer à empresa ENMC (Entidade Nacional para o Mercado de Combustíveis), atual ENSE (Entidade Nacional para o Setor Energético), pela disponibilização dos relatórios das sondagens de pesquisa de hidrocarbonetos utilizados nesta dissertação.

Gostava de agradecer à minha família, ao pai José, à mãe Cristina, à mana Catarina e ao avô Quitério por sempre andarem em cima de mim para saber quando entregava a tese e dessa forma me pressionarem um pouco a deixar de procrastinar, mesmo que às vezes não os pudesse ver à frente.

Agradeço também à minha namorada Carlota Sousa que sempre viu em mim algo que eu próprio não via, e me puxou para cima nos momentos mais difíceis onde tive de lidar com várias questões externas a esta dissertação, sem dúvida, das pessoas que mais me apoiou nesta fase.

Um obrigado a todos os meus amigos e colegas, da faculdade e do voleibol, que na maioria das vezes que fizeram perceber que, primeiro escrevia a tese e depois podia ir beber umas “canecas” e que sempre respeitaram este meu tempo de trabalho.

Resumo

Este trabalho tem como objetivo estabelecer correlações entre as unidades litostratigráficas presentes nos poços exploratórios para a pesquisa de hidrocarbonetos, que atravessaram ou atingiram a Formação de Grés de Silves (datadas do Triásico, na Bacia Lusitânica), com as unidades definidas no bordo Este da Bacia. Estas correlações tornam possível indicar as condições ambientais de deposição dessas unidades litostratigráficas atravessadas por esses mesmos poços.

Relativamente à Formação de Grés de Silves, esta, é datada do Triásico Superior, e corresponde ao início da primeira fase de rifting, subsidência da bacia (Kullberg, *et al.* 2006), e consequente intenso estiramento crustal (Pimentel & Pena dos Reis, 2016). As unidades de Silves e da Dagorda (esta última da base do Jurássico Inferior, Hetangiano) marcam o início da sedimentação na bacia, e são sobrepostas pela Formação de Coimbra (Jurássico Inferior, Sinemuriano). É importante referir que o grupo de Silves foi inicialmente estudado por Palain (1976), e mais tarde foram definidas as formações de Conraria, Castelo Viegas, e a Formação de Pereiros (Rocha *et al.*, 1996).

As unidades atravessadas pelos poços analisados, foram comparadas com as sequências aflorantes no bordo Este da bacia, descritas e interpretadas por Palain (1976) e mais recentemente por Soares *et al.* (2012). Estes trabalhos foram cruciais para a elaboração desta dissertação, pois forneceram informação litológica e de litofácies (granularidade, estruturas sedimentares, rolamento e calibração dos grãos) utilizadas para comparar com as unidades atravessadas pelos poços, e para nelas definir termos correlacionáveis.

Com intuito de tentar compreender os ambientes deposicionais das unidades litostratigráficas atravessadas pelos poços estudados na bacia Lusitânica, foram definidos 3 termos para agrupar as litologias: o termo I, o termo II e o termo III, respetivamente da base para o topo; estes termos foram definidos através de uma síntese litológica das unidades atravessadas pelos 9 poços apresentados (4 no *Onshore* e 5 no *Offshore*). Estes termos informais, foram então comparados com as formações do trabalho de Soares, e com os termos clássicos do trabalho de Palain (1976), contribuindo assim para a sua interpretação paleoambiental, paleogeográfica e paleodeposicional.

Foi possível perceber que o termo I é equivalente à Formação de Penela indicada no trabalho de Soares (2012) e à base do termo B1 do trabalho de Palain (1976); enquanto o termo II corresponde à Formação de Castelo Viegas e ao topo do termo B1 de Palain (1976); e por último, o termo III corresponde à base da Formação de Pereiros e ao termo B2+C1 de Palain (1976).

Concluiu-se então que, o termo I tem características que indicam que o seu ambiente deposicional seja de um sistema fluvial meandriforme.

Relativamente ao termo II, este termo não só é bastante heterogéneo em toda a sua espessura, sendo possível distinguir dois ambientes da base para o topo na sua maioria, como também está presente em todas as unidades atravessadas pelos poços analisados. Na base, o ambiente de deposição indica um sistema fluvial entrançado. No entanto variou no topo para um sistema fluvial meandriforme com sinuosidade variável.

No termo III o ambiente foi claramente mais evaporítico, embora com influências terrígenas, apontando para a existência de *Sabhas* ou *Playas* com acarreios terrígenos distais.

A subsidência e preenchimento muito variáveis, evidenciam uma topografia irregular com blocos rodados, resultante da movimentação coeva das falhas tardi-hercínicas do substrato.

Palavras chave: Bacia Lusitânica, Grupo de Silves, Triásico Superior, ambientes deposicionais

Abstract

The goal of this thesis is to establish correlations between lithostratigraphic units studied in hydrocarbons exploratory wells that reached or went through the Grés de Silves Formation (dated back to Triassic, on Lusitanian Basin), and units defined in the Eastern border of the basin. These correlations make possible to indicate environmental conditions of deposition of these lithostratigraphic units that go through the wells.

Regarding Grés de Silves formation, this formation is dated from the Upper Triassic which corresponds to the beginning of the first stage of rifting of the basin (Kullberg, *et al.* 2006) and subsequent intense crustal stretching/thinning (Pimentel & Pena dos Reis, 2016). Silves and Dagorda units (being the latter of the early Lower Jurassic - Hetangian) define the beginning of the basin sedimentation and are overlapped by the Coimbra Formation units (Lower Jurassic, Sinemurian). It is important to mention that Silves' group was initially studied by Palain (1976) and later its Formations were defined as Conraria, Castelo Viegas, and Pereiros (Rocha *et al.*, 1996).

The units analyzed in the wells were compared with the sequences that outcrops in the Eastern border of the basin, previously defined and interpreted by Palain (1976) and more recently by Soares and colleagues (2012). These two studies were crucial to this thesis because both provided lithofacies and lithological information (such as granularity, sedimentary structures, grains' roundness and calibration) used to compare with the units in the wells and further define correlations.

In order to try to understand the environmental conditions of the sedimentary deposition of all the units studied in the wells, 3 informal terms were defined based on similar lithologies: Term I, II and III, from the base to the top, respectively. These terms were defined through a lithological summary of the units crossed by the 9 studied wells (4 onshore and 5 offshore). These informal terms were then compared with the formations defined in Soares et al. (2012) and the classical terms of Palain (1976), contributing to its paleoenvironmental and paleogeographic interpretations.

It was possible to understand that Term I corresponded to the Penela Formation defined by Soares et al. (2012) and also to the base of B1 Term defined by Palain (1976); while Term II corresponded to Castelo Viegas Formation and also to the top of B1 Term defined by Palain (1976); lastly, Term III corresponded to the base of Pereiros Formation as well as B2+C1 Term from Palain (1976).

It was concluded that Term 1 shows characteristics that indicate a depositional environment with a system of meandering fluvial channels. Regarding Term II, this term not only showed heterogeneity within its thickness, but also an evolution from a system of braided fluvial channels at the base, to a system of a meandering fluvial channels at the top. In Term III, the environment was clearly more evaporitic although with terrigenous influences, pointing to the existence of *Sabhas* or *Playas* with a far away terrestrial input.

The large variability on subsidence and filling showed evidences of an irregular topography with rotated blocks, as a result of the reactivation of tardi-hercynian faults of the basement.

Keywords: Lusitanian basin, Silves Group, Upper Triassic, depositional environments.

Índice

Agradecimentos	I
Resumo.....	II
Abstract.....	III
Índice de figuras	VI
I. Introdução.....	1
II. Enquadramento geográfico	2
III. Enquadramento Geológico.....	3
III.1 Grupo de Silves	7
III.1.1 Formação de Conraria	9
III.1.2. Formação Castelo Viegas.....	10
III.1.3 Formação de Penela.....	10
III.1.3. Formação de Pereiros	11
IV. Dados e Metodologias.....	12
V. Definição de Termos Informais	18
VI. Poços Analisados	19
VI.1 Onshore	19
VI.1.1 Aljubarrota-1	19
VI.1.2 Alcobaça-1	21
VI.1.3 Aljubarrota-2	23
VI.1.4 São Mamede-1	25
VI.2 Offshore	27
VI.2.1 Carapau-1	28
VI.2.2 Dourada-1.....	30
VI.2.3. 13 C-1	32
VI.2.5. 17C-1.....	36
VII. Ensaio de correlação litostratigráfica	38
VII.1. As megasequências regionais	40
VII.2. Correlação de termos dos poços	43
VII.2.1 Os Termos	44
VII.2.2. Correlação E-O	44
VII.2.3. Correlação N-S.....	49
VIII. Correlação com os Logs de Palain (1976)	53
VIII.1 LOG de Casais	54
VIII.2 LOG de Ceras	55
VIII.3 Análise litostratigráfica	56

IX. Discussão	57
X. Conclusão.....	62
XII. Bibliografia	63

Índice de figuras

Figura II. 1 À esquerda , delineado a cor azul, a localização geográfica dos poços Offshore e Onshore analisados, à direita , delineado de cor laranja uma linha imaginária que localiza a área de trabalho onde Christian Palain elaborou os seus trabalhos, imagem retirada do arquivo da DGEG (Direção Geral de Energia e Geologia).....	2
Figura III. 1- Mapa geológico de Portugal; retirado de Pimentel e Pena dos Reis , 2010 “A Bacia Lusitânica (Portugal): análise estratigráfica e evolução geodinâmica Bol. Geosci. Petrobras”	6
Figura III.1. 1- Quadro litoestratigráfico da bacia Lusitânica , retirado de Pimentel e Pena dos Reis , 2010. (parcialmente baseado em Azerêdo et al (2003) ; Rey et al (2006); Wilson et al (1990).....	8
Figura III.1.3. 1- Representação das formações datadas do Triássico Superior na bacia Lusitânica; adaptado de (Kullberg et al., 2013)	12
Figura IV. 1 LOG da região de Casais (à esquerda) e LOG da região de Ceras (à direita)efectuado através do programa SedLog, com informações litológicas retiradas do trabalho de Palain(1976)	14
Figura IV. 2- À esquerda a Localização e mapa geológico da área emersa da Bacia Lusitânica, e à direita uma ampliação do mapa geológico na área de estudo com os poços da área emersa e os afloramentos estudados por Palain. Os triângulos a vermelho representam os poços da zona Onshore, a linha branca representa os afloramentos estudados por Palain e as estrelas brancas representam as áreas de Ceras e Casais. Adaptado do trabalho de Bernardo Almeida et al (2010) “Modelagem 1D e 2D da evolução térmica da matéria orgânica nos sectores norte e central da Bacia Lusitânica, Portugal”	16
Figura IV. 3 À esquerda a Localização e mapa geológico da área imersa da Bacia Lusitânica, e à direita uma ampliação do mapa geológico na área de estudo com os poços da área imersa. Os triângulos a vermelho representam os poços da zona Offshore, Adaptado do trabalho de Maria Luísa Duarte e Telmo M. Bento dos Santos (2010) “A nova Carta Geológica de Portugal à escala 1/1.000.000 e a importância da cartografia geológica de base”	17
Figura IV. 4 Legenda da área imersa , retirado do trabalho de Maria Luísa Duarte e Telmo M. Bento dos Santos (2010) “A nova Carta Geológica de Portugal à escala 1/1.000.000 e a importância da cartografia geológica de base”	17
Figura VI.1.1. 1 Ilustração do secção da geologia regional do processo pós-drilling do poço Aljubarrota. Retirado da pasta do poço Aljubarrota-1.....	19
Figura VI.1.1. 2 Log do poço Aljubarrota-1 ,efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas	19
Figura VI.1.2. 1 Log do poço Alcobaça-1, efectuado através do programa SedLog ,com os termos informais correspondentes.....	21
Figura VI.1.3. 1 Log do poço Aljubarrota-2 ,efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas	23
Figura VI.1.4. 1 Log do poço São Mamede-1, efectuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas.	25

Figura VI.2.1. 1 Log do poço Carapau-1, efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas.	28
Figura VI.2.2. 1 Log do poço Dourada-1, efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas.	30
Figura VI.2.3. 1 Log do poço 13C-1, efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas	32
Figura VI.2.4. 2 Log do poço Faneca-1, efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas	34
Figura VI.2.5. 1 Log do poço 17C-1, efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas	36
Figura VII. 1 Mapa com a localização geográfica de todos os poços.	38
Figura VII.2. 1 Mapa com os poços divididos em termos na direção W-E. O traço ondulado laranja indica que atingiu a base do Grupo de Silves.....	43
Figura VII.2.3. 1 Mapa com os poços divididos em termos na direção N-S (Offshore). O traço ondulado laranja indica que atingiu a base do Grupo de Silves.....	49
Figura VIII. 1 Mapa com os poços divididos em termos na direção W-E com a adição dos afloramentos de Palain,1976, do sector 6 Areias-Tomar, mais a Este. O traço ondulado laranja indica que atingiu a base do Grupo de Silves.	53
Figura VIII.1. 1 LOG do afloramento de Casais, correspondente do setor 6 Areias-Tomar, do trabalho de Palain,1976.	54
Figura VIII.2. 1 LOG do afloramento de Ceras, correspondente do setor 6 Areias-Tomar, do trabalho de Palain,1976.....	55
Figura IX. 1 Tabela comparativa dos trabalhos de Choffat, 1894, Palain,1976 , Soares 2012 e o presente trabalho, adaptado de Soares,2012.	58

I. Introdução

Este estudo foi efetuado no âmbito da dissertação final do mestrado, em Geologia, da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Este tema surgiu numa conversa com o professor e orientador, Nuno Lamas de Almeida Pimentel, a partir da qual, se colocou a hipótese de estudar com um maior aprofundamento o Grupo de Silves na bacia Lusitânica. Assim, foi efetuada uma recolha de informação e posterior análise litoestratigráfica, das unidades atravessadas pelos poços exploratórios para a pesquisa de hidrocarbonetos situados nesta bacia. Foram analisadas as unidades atravessadas pelos poços que tivessem atravessado ou atingindo a base do Grupo de Silves. Deste forma, conseguiríamos obter um melhor entendimento deste Grupo ao longo da evolução da bacia.

Este trabalho passou por várias fases, onde a recolha e interpretação de informação nas pastas de poço foi crucial, definindo assim, a primeira fase desta tese. Ainda na primeira fase foi possível efetuar os LOGs dessas mesmas pastas de poço em formato digital, adicionando algumas alterações em termos de formações, consoante a minha avaliação e critérios.

A segunda fase passou por dividir os poços em *Onshore* e *Offshore*, de forma a conseguir agrupá-los segundo duas direções específicas, E-W (*Onshore*) e N-S (*Offshore*).

A terceira fase envolveu o trabalho de Christian Palain, que em 1976 escreveu uma análise detalhada sobre o Grupo de Silves na Bacia Lusitânica. Foi este último trabalho que serviu de impulsionador para as minhas interpretações, embora também tenha usado informação mais recente do trabalho de Soares em 2012, quando este efetuou um modelo tectono-sedimentar desta mesma bacia. Ambas as análises de Soares e Palain, dividiram o Grupo de Silves na bacia em termos distintos, assim sendo, este trabalho também constitui os seus próprios termos.

Numa última fase foi importante conseguir sintetizar essa informação, de forma a retirar conclusões. Ainda nesta última fase, os ambientes deposicionais aquando da formação da bacia foram bastante fulcrais de obter. Estes ambientes foram possíveis de identificar, comparando os seguintes componentes: características litológicas, estruturais e sedimentares, com a componente estrutural da bacia, nomeadamente as falhas, e também comparando com as taxas de subsidência das unidades apresentadas. Só assim foi possível construir uma correlação, a nível estratigráfico, entre as unidades basinais.

Existiram vários trabalhos e relatórios na bacia Lusitânica, no entanto, a base de incidência deste estudo apenas tem como foco principal o Grupo de Silves, e para isso, os trabalhos mais relevantes para estudos sobre este Grupo Triássico foram, Choffat em 1894, Palain em 1976 e Soares em 2012.

Este trabalho tem como objetivo estabelecer correlações entre as unidades litoestratigráficas atravessadas nos poços exploratórios, que atravessaram ou atingiram, o Grupo Grés de Silves (datadas do Triássico, na bacia Lusitânica) com as unidades definidas no bordo Este da Bacia, definidos por Palain em 1976 e mais recente estudados por Soares em 2012, recorrendo a dados de poço (incluindo diagrfias) e dados de afloramento. Desta forma é possível estabelecer correlações estratigráficas, assim como definir e caracterizar os ambientes deposicionais das unidades litoestratigraficas em afloramentos, e dos poços em estudo.

II. Enquadramento geográfico

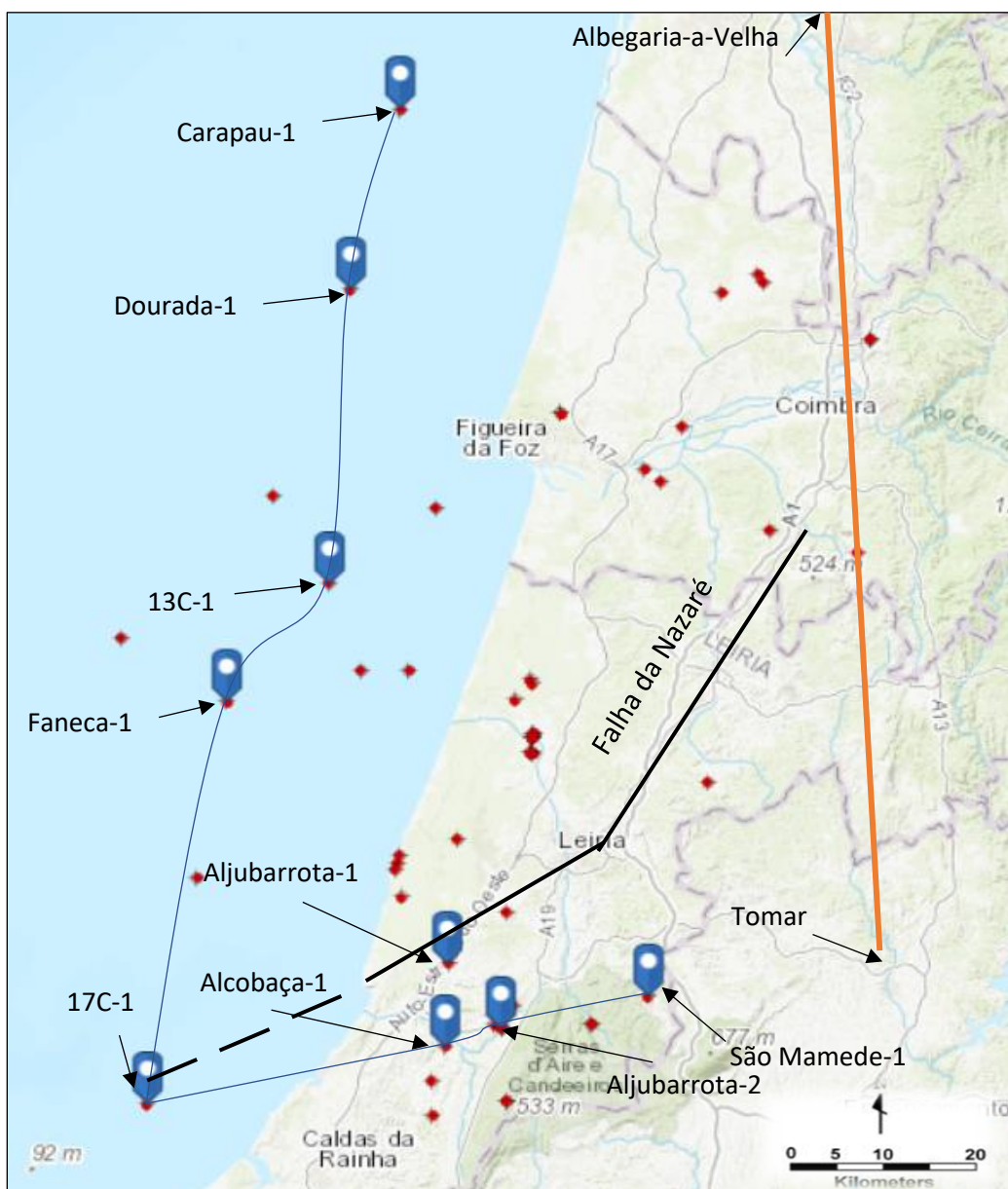


Figura II. 1 À esquerda , delineado a cor azul , a localização geográfica dos poços Offshore e Onshore analisados. À direita , delineado de cor laranja uma linha imaginária que localiza a área de trabalho onde Christian Palain elaborou os seus trabalhos. imagem retirada do arquivo da DGEG (Direção Geral de Energia e Geologia)

Os poços usados nesta dissertação, tal como o trabalho no bordo Este da bacia, (figura II.1) estão situados na região centro Norte de Portugal. A nível vertical, o ponto extremo Norte é a cidade de Albergaria-a-Velha, enquanto ponto extremo Sul é perto da zona das Caldas da Rainha. Em termos horizontais, o ponto extremo Oeste trata-se do poço *Offshore* 17C-1, que se situa a 15 km da zona costeira, e o ponto extremo Este localiza-se em Tomar.

III. Enquadramento Geológico

Evolução da bacia Lusitânica:

A Bacia Lusitânica, localizada ao longo da Margem Ocidental Ibérica, apresenta uma área de 20.000 km² na zona centro-oeste do território português (Rasmussen *et al.*, 1998). A espessura máxima do preenchimento sedimentar da Bacia Lusitaniana cifra-se em, aproximadamente, 5 km (Azerêdo, *et al.* 2002). Embora a maior parte dos sedimentos apresentem idade Jurássica, estando directamente relacionados com a fase principal de *rifting* e subsidência da bacia, existem também estratos com idades compreendidas entre o Triássico Superior e o Cretácico Superior (Azerêdo, *et al.*, 2002), sendo estes sedimentos maioritariamente siliciclásticos e carbonatados, com uma cobertura Terciária. (fig III.1)

Encontram-se representados nesta bacia dois estádios principais de extensão e *rifting*, estando estes relacionadas com intenso estiramento crustal (Pimentel & Pena dos Reis, 2016). **A primeira fase**, estende-se do Triássico Superior ao Sinemuriano (Jurássico Inferior) (Kullberg, *et al.* 2006), dando origem a uma topografia irregular com blocos rodados devido à acção de falhas, possivelmente associadas à reativação de falhas do soco Hercínico, com as formações siliciclásticas existentes (Grupo de Silves e base da Formação da Dagorda).

O Grupo de Silves apresenta camadas planares avermelhadas de arenitos e argilitos grosseiros, localmente contendo halite e gesso. Este grupo inclui as formações de Conraria, Castelo Viegas e a Formação de Pereiros (Rocha et al, 1996). As ocorrências de sal estão presentes em todas as unidades litostratigráficas, mostrando condições climáticas evaporíticas prevaescentes durante todo o Triássico inferior e superior onde os lagos evaporíticos foram complementados pela evaporação marinha e precipitação de sal. As ocorrências de sal estão relacionadas com a base do leque aluvial preenchido pela Formação de Conraria.

Um conjunto de falhas desencadeou um processo de halocinese durante as fases distintas da extensão Jurássica, devido ao facto de as estruturas salinas estarem sempre associadas a falhas em profundidade (Alves, et al. 2003). Estas falhas apresentam orientação preferencial NNE-SSW e são um dos controlos estruturais que condicionam a evolução da bacia, levando ao desenvolvimento de uma série de estruturas em *grabben*. Estas estruturas foram rapidamente preenchidas por duas megassequências com espessura total de mais de 400 metros (Pimentel & Pena dos Reis, 2016). Os *grabben* do Triássico Superior estão gradualmente preenchidos em condições de sabkha, desenvolvidas no Hettangiano, com a deposição de argilas espessas e evaporitos em partes internas da bacia (Formação Dagorda) enquanto as areias finas e os dolomitos se acumularam em áreas periféricas da mesma (Formação de Pereiros) (Pimentel & Pena dos Reis, 2016).

As unidades de Silves e da Dagorda (base do Jurássico Inferior, Hettangiano) marcam o início da sedimentação na bacia e são sobrepostas pela Formação de Coimbra (Jurássico Inferior, Sinemuriano) e os grupos informais Brenha e Candeeiros (Jurássico Inferior – topo do Jurássico Médio). A passagem Jurássico Médio a Superior corresponde a um hiato bacinal, abrangendo o Caloviano Superior – Oxfordiano Inferior, embora pontualmente, e em regiões mais a leste, possa abranger o Batonian Superior. Esta desconformidade é precedida por uma regressão complexa, resultando em bruscas variações litológicas (Azerêdo *et al.*, 2002 in Silva *et al.* 2013).

O intervalo compreendido entre a base do Pliensbaquiano e o topo do Toarciano (Jurássico Inferior), é materializado pela sucessão e equivalência de um conjunto de formações (algumas delas formalizadas em Duarte & Soares, 2002) que, no seu conjunto, constituem o Grupo de Quiaios [Pliensbaquiano Inf.- -Toarciano Sup.22](= Form. dos Calcários e Margas de Quiaios, Rocha et al., 1996; = Margas e calcários margosos de Cantanhede, Barbosa et al., 1988). Na generalidade da Bacia identificam-se, para este intervalo, três formações: Vale das Fontes, Lemedo e S. Gião. Estas unidades

diferenciam-se pelas relações marga/calcário e pelos tipos litológicos presentes, que consistem em margas e calcários, incluindo fácies bioclásticas, nodulosas e grumosas; as espessuras de todas as unidades aumentam em direcção à parte ocidental da Bacia (Kullberg *et al.*, 2013).

No início do Jurássico Médio (Aaleniano), é depositada a Formação de Barranco do Zambujal (*sensus* Azerêdo *et al.*, 2003; Azerêdo, 2007) (=parte sup. dos Calc. Margosos de Póvoa da Lomba, Barbosa *et al.*, 1988, Soares *et al.*, 1993; = parte superior da Fm. de Póvoa da Lomba, Soares *et al.*, 2007). Esta Formação está datada por fauna de amonóides entre o Aaleniano Inf. e o Bajociano Inf. Corresponde a alternância rítmica estratocrescente de margas, calcários margosos e calcários argilosos, de cores acizentadas a cremes, tornando-se para o topo progressivamente mais calcária (Kullberg *et al.*, 2013).

As unidades que se sucedem no preenchimento da parte interna (leste) da Bacia, essencialmente calcárias (termos argilosos ou margosos não existem ou são muito pouco significativos), são as mais diferenciadoras do Jurássico Médio. Correspondem a conjuntos diversificados de litofácies e definem as moles serranas de Degraças-Sicó e do MCE (Maciço Calcário Estremenho). De um modo geral, as espessuras globais do conjunto das unidades calcárias são variáveis, entre cerca de 450 e 500 metros a Norte, no maciço de Sicó e mais de 900 metros a Sul, no MCE.

As fácies calovianas estão marcadas em toda a Bacia por forte descida do nível marinho relativo, com dimensão regional correspondente a toda a Europa sul-occidental e associada a descida eustática (regressão forçada), a qual vai provocar o enchimento por sedimentos transicionais e detríticos da Bacia e originar importante descontinuidade que corresponde a lacuna estratigráfica de cerca de 3 Ma (vide § 2.2). Estas fácies, indicadoras sistemáticas de ambiente marinho franco até o Caloviano Méd. (Zona de *Coronatum*, Subzona de *Baylei*, no Cabo Mondego) ou Sup. (Zona de *Athleta*, em Pedrógão e Montejunto), são rapidamente substituídas por outras, de ambientes de pequena profundidade. (Kullberg *et al.*, 2013)

Existe uma descontinuidade nas últimas unidades no Caloviano, e por essa razão as camadas que a sobrepõem correspondem a ambientes margino-marinhos a continentais (lacustres, de águas doces e salobras, de laguna marinha confinada, episodicamente hiper-salinos e subaéreos) genericamente parecidos a nível de toda a Bacia; contudo, é possível discernir, na análise de alta-resolução dos registos sedimentológico e microfossilífero, diferenciação entre as zonas leste e oeste da mesma (Azerêdo *et al.*, 2002a; Azerêdo & Cabral, 2004 in Kullberg *et al.*, 2013).

Os primeiros sedimentos do Jurássico Superior, mais precisamente de idade Oxfordiana, pertencem à Formação de Cabaços, constituída por calcários margosos laminados com alguns metros de espessura (Pimentel & Pena dos Reis, 2016) e correspondem ao desenvolvimento de sistemas deposicionais do tipo lacustre, lagunar e marinho raso (e.g. Ramalho, 1981; Azerêdo *et al.*, 2002, 2010; Azerêdo & Cabral, 2004 in Silva, 2013). Esta Formação é sobreposta por algumas centenas de metros de calcários margosos, de cor cinzenta, de ambiente marinho franco (Formação de Montejunto; Atrops e Marques, 1988 in Pimentel & Pena dos Reis, 2016) depositada durante uma rápida transgressão marinha. No Kimeridgiano, a sedimentação marinha carbonatada foi interrompida pelo *input*, na bacia, de sedimentos siliciclásticos grosseiros, provenientes do soco, incluindo sedimentos siliciclásticos oriundos do Norte (Formação da Boa Viagem), calcários transicionais areníticos e margosos (Formação de Alcobaça) e areias marinhas turbidíticas e margas no sector sudoeste-central da bacia (Formação de Abadia) (Pimentel & Pena dos Reis, 2016).

A Formação de Abadia apresenta espessura superior a 2000 metros, depositada com taxas de sedimentação muito elevadas (Pena dos Reis *et al.*, 2000 in Pimentel & Pena dos Reis, 2016), particularmente nas sub-bacias, na região de Torres Vedras (Leinfelder & Wilson, 1989 in Pimentel & Pena dos Reis, 2016).

A Formação da Lourinhã foi depositada durante a terceira fase de *rifting* e subsequente subsidência térmica durante o Oxfordiano tardio até ao Titoniano (Taylor, 2014). A deposição de

sedimentos siliciclásticos continentais progradantes prolongou-se durante o Titoniano com a acumulação de cerca de 1 km de arenitos e argilas fluvio-deltaicas (Formação da Lourinhã: Hill, 1988 *in* Pimentel & Pena dos Reis, 2016). A passagem da Formação da Abadia, caracterizada por uma mistura de sedimentos clásticos e carbonatados de bacia/plataforma, sofre redução de profundidade brusca, passando para depósitos terrígenos, fortemente continentais, característicos da Formação da Lourinhã (Taylor, 2014). A fase de rifting mais tardia, durante o Jurássico Superior e o Cretácico Inferior, levou à abertura do oceano entre a Ibéria e a Terra Nova.

Na Bacia Lusitânica, os depósitos cretácicos afloram desde Aveiro, a norte, até à região do Sado, a sul. Os depósitos do Cretácico inf. anteriores à descontinuidade da ruptura da Bacia Lusitânica (*break-up unconformity*) correspondente Oceanização deste setor da MOI (Aptiano superior) apenas afloram no setor meridional e parte sul do setor central; outros depósitos desta idade afloram no setor central, em discordância sobre as unidades jurássicas. No setor setentrional apenas afloram sedimentos do Cretácico Sup. Durante o Cretácico as principais fontes de sedimentos clásticos são, o Maciço Hesperico e o Horst marginal granito-gnaissico da Berlenga (Kullberg et al., 2013)

Durante o Barremiano sup. os únicos depósitos que evidenciam influência marinha são os que afloram perto da linha de costa actual, no cabo Espichel e na Ericeira com sedimentação predominantemente arenítica, argilitica e dolomítica de planícies costeiras inter-a supra mareais e de ambientes estuarinos. De resto, depositam-se materiais terrígenos associados a descargas fluviais. No Aptiano inferior até ao Aptiano Superior basal, uma subida progressiva do nível relativo do mar favoreceu a instalação de um novo dispositivo de plataforma com barreira, e sedimentação carbonatada.

A bacia foi então submetida a uma inversão tectónica no Terciário (possivelmente durante o Miocénico) relacionada com os movimentos compressivos da cadeia Bética e, conseqüentemente uma grande parte das sequências pré-, sin- e pós-*rifting*, sofreram soerguimento, ficando expostas após a erosão da cobertura (Azerêdo, *et al.* 2002).

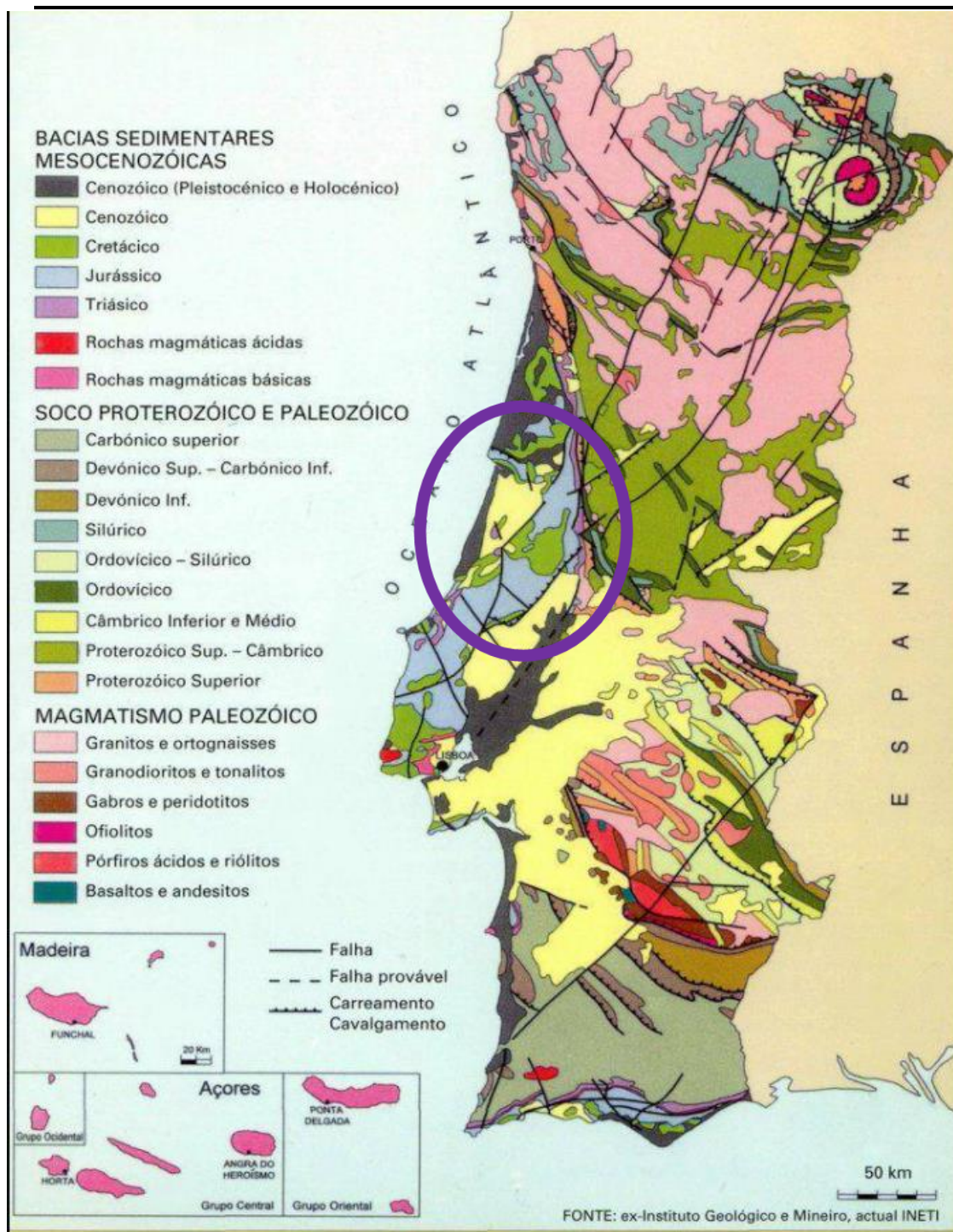


Figura III. 1- Mapa geológico de Portugal com a Representação da Bacia Lusitânica dentro do círculo roxo; retirado de LNEG (Laboratório Nacional de Energia e Geologia)

III.1 Grupo de Silves

O Grupo de Silves é maioritariamente siliciclástico a Norte do Vale do Tejo e constituído desde areias arcólicas até arenitos feldspáticos litíficos. As litofácies apresentam geralmente granularidade grosseira desde conglomerados, até argilas, contendo algumas ocorrências de rocha evaporítica, indicando assim algumas estruturas que apontam para uma deposição não só continental, mas também transicional. Existiu um episódio marinho que marcou uma grande diferença no sistema de deposição (Soares et al., 2012).

As sequências principais no Grupo de Silves são apresentadas como formações, e estão organizadas em relação à arquitetura das litofácies e pedofácies, normalmente dependentes do arranjo dos ciclos de agração fluvial, no entanto, existe algumas dúvidas em relação à arquitetura das pedofácies principalmente nos processos diagenéticos onde existe alguns hiatos (Soares, 2012).

A participação de termos dominantemente siliciclásticos, organizados na dependência directa de relevos rejuvenescidos a oriente (Palain, 1976), e com arquitecturas complexas por evolução de sistemas aluviais e fluviais meandrizados a costeiros e evaporíticos de plataforma de maré, é particularmente significativa no Grupo dos «Grés de Silves» da margem oriental e na Formação Dagorda das áreas mais centrais da Bacia (Kullberg et al., 2013).

O Grupo de Silves ganha outras expressões para Norte e para Sul, perdendo expressão na região Norte de Águeda-Angeja-Mancinhata do Vouga e no sul na região de Tomar. Por exemplo, os arenitos de Eirol, na região de Águeda, são equivalentes ao topo da Formação da Conraria (Palain, 1976; in Kullberg et al, 2013). Na região de Tomar, em Arega, a Sul de Mações de D. Maria, o Grupo de Silves tem espessura não superior a 60 m, com um termo inferior areno-conglomerático vermelho com uma espessura de 30-35 metros, provavelmente representado a Formação da Conraria, e outro superior, areno-conglomerático esbranquiçado, que transgride sobre o Précâmbrico que apresenta 20-25 metros e representam os Arenitos de Arega. Mais a sul, nas proximidades de Alviobeira, o Grupo tem uma espessura não superior a 35-40 m, dos quais apenas cerca de 9 m dizem respeito a corpos areno-conglomeráticos (Kullberg *et al.*, 2013).

Na região de Tomar, mais para Ocidente, em Jamprestes-Laranjeira, no corpo areno-conglomerático vermelho do Grupo, com cerca de 60 m, parcialmente silicificado, não é possível identificar qualquer subunidade. Contudo, a Norte, na região de Alvaiázere, já se identificam as três unidades clássicas da região de Coimbra, as Formações de **Conraria**, **Pereiros** e **Castelo Viegas**. As variações de fácies aí observadas, sobretudo a nível da Fm. de Conraria, levam a considerar imposições do próprio núcleo Precâmbrico das serras de Quinta e de Nexebra, limite sul da depressão estrutural de Avelar-Almofala, onde ganhou expressão a Fm. de Pereiros.

Entre os anos de 1975 até 2012 foram efetuados vários poços exploratórios de prospeção de hidrocarbonetos na bacia Lusitânica, entre os quais os 9 poços analisados neste trabalho: São Mamede-1 (Onshore, 1957), 13C-1 (Offshore, 1974), Carapau-1 (Offshore, 1974), Dourada-1 (Offshore, 1974/75), Faneca-1 (Offshore, 1996), 17C-1 (Offshore, 1975), Aljubarrota-1 (Onshore, 1998), Aljubarrota-2 (Onshore, 1998), Alcobaça-1 (Onshore, 2012), respetivamente do mais antigo para o mais recente. Estes poços foram essenciais para obter informações litológicas e estratigráficas sobre a bacia Lusitânica, sendo que, nem todos atingiram o seu objectivo, alguns apresentaram evidências de hidrocarbonetos e outros foram avaliados como poço seco.

Christian Palain foi um Geólogo francês que, em 1976 fez um estudo em território Português sobre as camadas arenosas da Grupo de Silves (Grés de Silves). O trabalho dele consistiu em fazer um levantamento litostratigráfico através de LOGs em afloramentos, em 6 setores do bordo oriental da Bacia Lusitânica, desde Albergaria-a-Velha até Tomar, de Norte para Sul respetivamente. Esses setores foram

descritos exaustivamente, através de descrições litológicas, de granularidade, de cor e até da fauna local, de forma a que cada LOG de cada um destes setores fosse dividido em 6 termos: A1,A2,B1,B2,C1 e C2. Cada um destes termos foi definido de forma a se adequar a cada setor, isto é, estes termos variam regionalmente, no entanto, essa variação é pouco significativa entre os números de cada letra (ex: A1 para A2) mas tem alguma relevância aquando da mudança da letra (ex A2 para B1). Os termos foram definidos com base em variações litológicas verticais, detetadas em todos os setores e por isso correlacionáveis entre si. Adiante, será apresentada a definição e caracterização dos termos de forma a correlacionar com as unidades atravessadas pelos poços *Onshore* e *Offshore*.

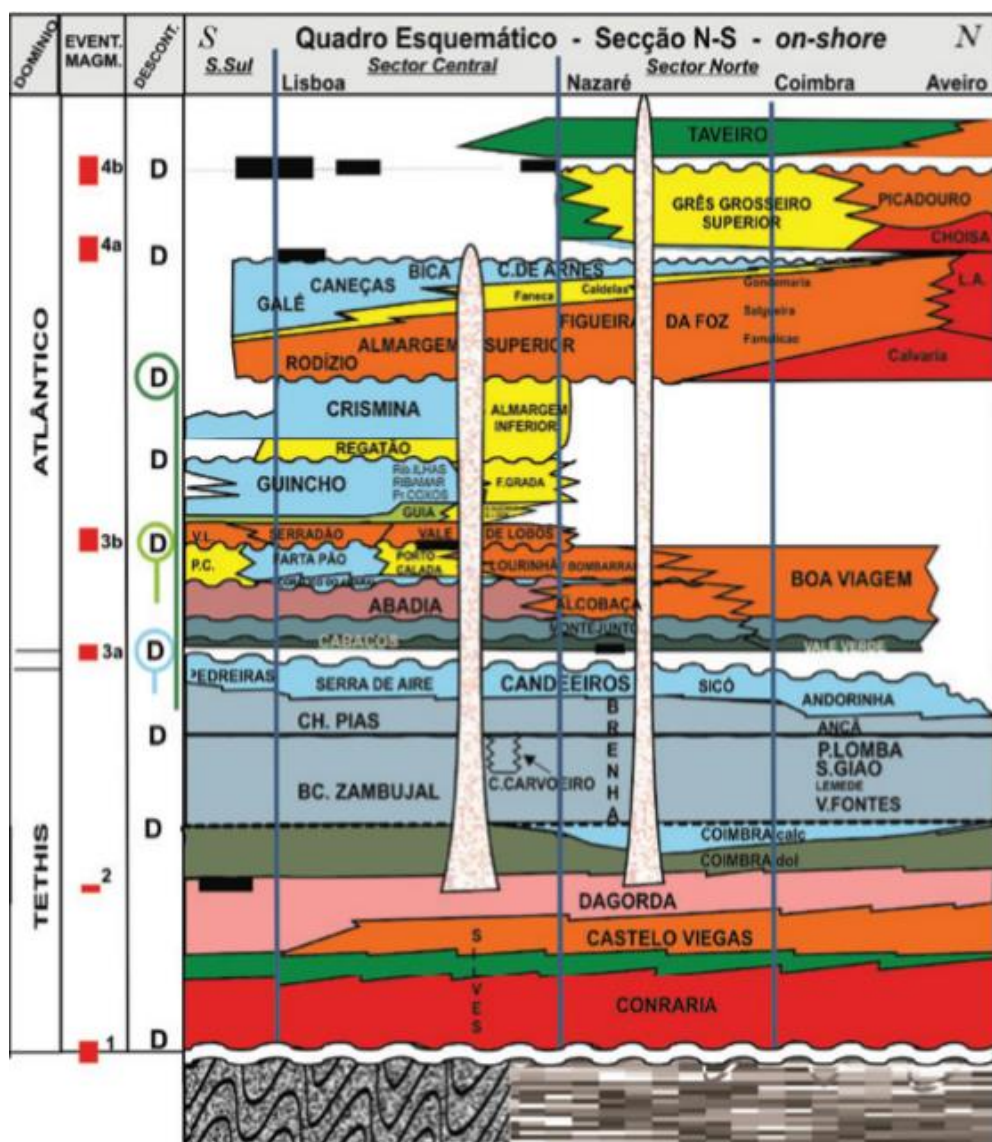


Figura III.1. 1- Quadro litoestratigráfico da bacia Lusitânica , retirado de Pimentel e Pena dos Reis , 2010. (parcialmente baseado em Azerêdo et al (2003) ; Rey et al (2006); Wilson et al (1990).

III.1.1 Formação de Conraria

(Soares et al. in Rocha et al., 1996; Gomes, 1996; Azerêdo et al., 2003; Soares et al., 2007, 2010) (= Cam. de Conraria, Carvalho, 1950; Soares et al., 1985; Soares et al. in Rocha et al., 1996; = sequências A1+A2, Palain, 1976; = Cam. de Conraria+Grés com *Voltzia ribeiroi*, Rocha et al., 1990)

Esta Formação é constituída, na parte inferior (equivalente ao termo A1 de Palain, 1976) por arcoses e subarcoses, muito grosseiras, conglomeráticas, subcompactadas a compactadas (Kullberg *et al.*, 2013) com estrutura oblíqua e cor avermelhada, compondo canais métricos, raramente decamétricos. A unidade superior, (equivalente ao termo A2 de Palain, 1976) corresponde a arenitos-pelitos e pelitos laminados, de cor vermelho e/ou cinzento, por vezes com estruturas finas oblíquas de baixo ângulo ou com estruturas onduladas, bioturbadas e ricas de fragmentos carbonosos que alternam com estratos centimétricos ou decimétricos de arcossarenitos finos, micáceos e dolomitos arenosos amarelados (Kullberg *et al.*, 2013).

A variação de espessuras tem valores bastantes significativos de região para região, 140 ± 20 metros a sul do Mondego, em Conraria e maior que 50 metros na região de Coimbra, em algumas regiões esta Formação não é visível. Paleogeograficamente, esta Formação representou em tempos uma planície aluvial que teve episódios de encharcamento salino com subsidência preferencial associado a um clima árido com períodos curtos de forte precipitação (Soares *et al.* 2007 em Kullberg *et al.*, 2013).

Os arcossarenitos grosseiros a médios do topo da Formação de Conraria estão truncados por uma superfície de desconformidade erosiva (D2a em Soares et al., 2010).

A desconformidade angular na base da Formação da Conraria, fez com que não fossem encontrados paleossolos (Soares, 2012), talvez devido à erosão na base da camada espessa que a sobrepõe. No entanto, no contacto com os xistos da base desta sequência foram encontrados raros corpos residuais, esbranquiçados e cauliniticos. (Palain, 1976; p249 em Soares, 2012). Existem algumas questões ainda por responder, por entre as quais esses corpos residuais poderão estar relacionados com pedofáceis formadas sob condições climáticas significativamente adversas, mais húmidas talvez, do que aqueles depósitos que a sobrepõem. De facto, a megasequência da Formação da Conraria normalmente aparece como um corpo sedimentar de alguma forma limitada, que está localizada e com espessura significativa na região de Coimbra (Soares, 2012).

A espessura média diminui à medida que esta Formação se aproxima da zona Sul pela linha de contacto da base dos xistos que afloram no bordo Este da bacia (< 25 m Pinheiro-Bubau; 28 m Fraldeu; < 35 m Cervajota-Azenha; 45 ± 5 m Além d'Água-Boiça) (Soares, 2012).

Existe uma teoria que defende que existiu um controlo tectónico nesta região, devido a um espaço sedimentar descontínuo com uma direção de N-S para NW-SE. Esse espaço era a principal fonte aluvial (leques aluviais), mais conglomeráticos e juntos entre si (depósitos fluviais amalgamados) no preenchimento das incisões basais e controlado pelas correntes pouco constantes dos canais entrelaçados. As paleocorrentes mostram duas direções predominantes, NW-SE e NE-SW, que são coincidentes com a direção, deduzidas cartograficamente e através do afloramento (NW-SE), das falhas existentes nesta megasequência, condicionando assim a drenagem na dependência de controlos estruturais (Soares, 2012).

III.1.2. Formação Castelo Viegas

(= Cam. de Castelo Viegas, Carvalho, 1950; Soares et al., 1985; Rocha et al., 1990; = Form. de Castelo Viegas, Azerêdo et al., 2003; Soares et al., 2007) foi subdividida em duas unidades em 2010 por Soares, na base a Formação de Penela (=parte inferior da sequência B1, Palain, 1976; = MS2, Soares et al., 2010) e na parte superior, a Formação de Castelo Viegas (=parte superior da sequência B1+ SEQ. B2, Palain, 1976; MS3, Soares et al., 2010). Segundo trabalhos mais recentes, estas duas formações foram consideradas independentes.

As fácies predominantes na Formação Castelo Viegas são arcossarenitos grosseiros a muito grosseiros e microconglomerados arcóscicos cujas espessuras variam entre 110 m, entre Coimbra e Lares, e 80 m, em Monforte e Penela-Podentes. À medida que existe uma aproximação da Formação de Penela, as litologias passam a corpos areno-margosos e calco-margosos com fósseis marinhos (Kullberg *et al.*, 2013)

Esta Formação foi datada do Noriano/Raetiano, final do Triásico, e pode considerar-se equivalente ao termo B1 de Palain (1976), apresentando na parte inferior, depósitos muito semelhantes ao termo A1, compostos por conglomerados e microconglomerados poligénicos, arcoses a subarcoses, grosseiras a muito grosseiras, imaturas, subcompactas a compactas (por cimentação férrica), e grés com a presença de fragmentos de feldspato potássico (figura III.1.3.1). Muito embora a parte inferior deste termo seja azóica, a parte superior, mais fina, apresenta fragmentos e raízes de plantas, para além de fósseis de moluscos (Palain, 1976).

III.1.3 Formação de Penela

Nos afloramentos perto de Coimbra (Cabeço da Serra e Conraria) a desconformidade basal desta megasequência (MS2) é erosiva em relação à unidade sedimentar adjacente, onde apresenta uma espessura de 13 metros de arenitos arcóscicos de dimensões médias a grosseiras, que correspondem à parte superior do membro com *Voltzia* (*Voltzia-bearing member*) (Soares et al., 2012).

Esta megasequência (Soares et al., 2012) é fundamentalmente areno-conglomerática avermelhada, com 90 metros em Coimbra e 120 metros em Penela. (Soares et al., 2012 em Kullberg et al., 2013), 80 - 90 m perto da Serra de S. Gens (entre Além d'Água e Tola), e 120-130 metros em Penela. Quando comparado com a Formação de Conraria, esta sequência (Penela) está espalhada ao longo de toda a área de estudo de Soares et al, 2012, o que indica uma área de deposição muito mais abrangente, no entanto sem evidências de mudanças significativas no controlo estrutural. Este estudo verificou que existiu um aumento do rácio de areia para Norte e para Sudoeste. No afloramento de Penela e serra de S.Gens existem seixos de grandes dimensões e suspensos (0,40 a 0,60 m) de xistos e quartzíticos associados a fácies muito grosseiras e imaturas de arenitos arcóscicos (Soares et al., 2012).(figura III.1.3.1), que promove uma acentuada escassez de fácies areníticas finas e pelíticas que quando associadas com o ponto anterior parece indicar uma remobilização do depósito de sedimentos; uma tendência cíclica na variação temporal de corpos sedimentares ,seguida por um incremento de complexidade dos padrões de enchimento dos canais, especialmente no afloramento de Cervajota-Lamas e na Serra de S. Gens.(Soares, 2012)

Quando comparado a interpretação de fácies, estas evidências podem indicar, não apenas mudanças paleogeográficas no espaço físico disponível na sedimentação (Posamentier e Allen, 1993 in Soares et al., 2012), causada pela reativação tectónica para Norte e/ou flutuações nas superfícies basais ,mas também uma mudança no regime hidráulico com a transição de uma drenagem em sistemas de

canais entrançados para uma drenagem de um conjunto de sistemas de canais menadriiformes. (Aslan et al., 2005).

A estrutura das camadas sedimentares indica uma direção do fluxo com orientação preferencial de Oeste para Sudoeste (Palain, 1976). Se esta informação for analisada de forma a que exista a possibilidade de um nível base de Oeste para Sudoeste ser afetado por movimentos eustáticos, sendo assim uma evidência para se afirmar que resulta de uma deposição mais proximal (Hunt e Tucker, 1992; Blum e Aslan, 2006; Soares et al., 2012).

No topo desta Formação podem ser individualizadas as camadas de Melhorado, com aproximadamente 15 metros, constituídas por arenitos finos, micáceos e pelitos castanhos e violáceos, com nódulos e bancadas (10 a 20 cm) irregulares e calco-dolomíticas que, no topo, estão ravinados por conglomerado grosseiro, polimitico. (Soares et al., 2012 ;Kullberg *et al.*, 2013)

III.1.3. Formação de Pereiros

(Rocha et al., 1996; Azerêdo et al., 2003) (= pars Camadas de Pereiros, Choffat, 1880; Carvalho, 1950; Mousterde et al., 1972; Soares et al., 1993)

Esta Formação corresponde, na base, à articulação de camadas de arcosarenitos grosseiros a muito grosseiros, esbranquiçados ou acastanhados, com estruturas oblíquas (Kullberg et al., 2013), enquanto no topo desta Formação se situa um corpo de pelitos e dolomitos arenosos. (figura III.1.3.1). As espessuras máximas têm sido registadas em Avelar-Almofala (130-150 m), a Sul e em Sangalhos (110m), a norte; na região de Coimbra as espessuras rondam 50-60 metros, enquanto em Penela podem atingir 80 metros. Nestas duas últimas regiões são particularmente significativas as interestratificações, por vezes lenticulares a nível de afloramento, de dolomitos arenosos e biodetríticos (*packstones* e *grainstones*), localmente com brechas de fragmentos de crostas dolomíticas ou com finas laminações estromatolíticas. Em Avelar, os corpos dolomíticos brechóides, lenticulares, associam-se a estruturas que indicam a variação de energia (tempestitos). A norte, em Sangalhos e sob um primeiro corpo de pelitos laminados fortemente bioturbado e com arenitos finos com estratificação cruzada a laminada (>80 m) há um corpo arcósico-arenítico, grosseiro a muito grosseiro, conglomerático, com cerca de 5 m e com fósseis vegetais (Kullberg *et al.*, 2013).

No afloramento de Monforte-Cerdeiras a superfície no topo da Formação de Castelo Viegas, base da Formação de Pereiros -aqui representada como a expressão proximal de uma superfície transgressiva (Gibling, 2006 in Soares, 2012)- é caracterizada por uma superfície erosiva (desconformidade) que trunca um paleossolo carbonatado avermelhado. Este cenário permitiu criar condições favoráveis que foi suficiente para a organização de duas parasequências prográdantes em direção a Oeste (Base da Formação de Pereiros). Estes consistem em intercalações planares de margas areníticas e margas carbonatadas.

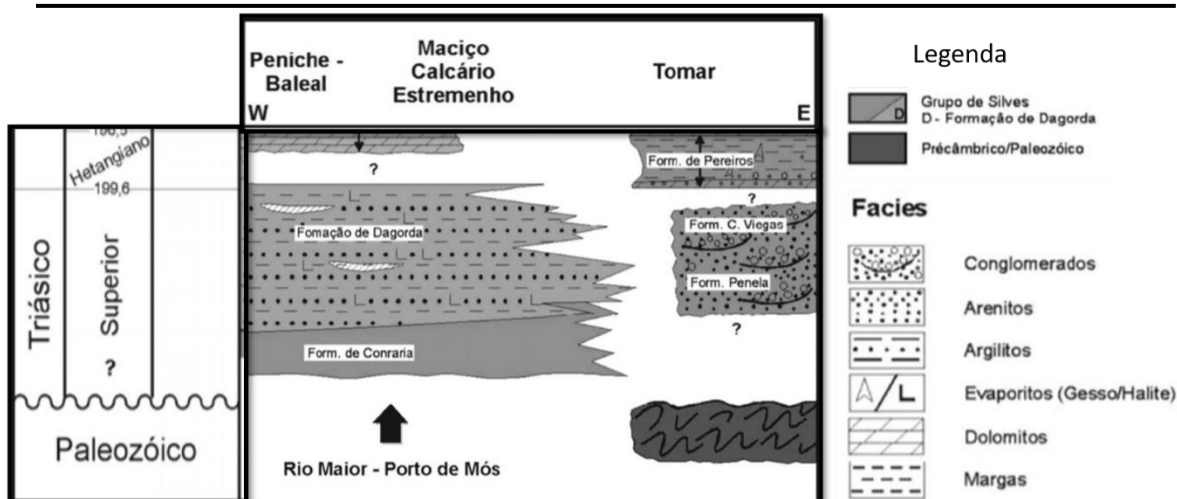


Figura III.1.3. 1- Representação das formações datadas do Triássico Superior na bacia Lusitânica; adaptado de (Kullberg et al., 2013)

IV. Dados e Metodologias

Os dados acessíveis e que foram relevantes durante este estudo foram as **pastas de poço** de alguns poços *Onshore* e *Offshore* no largo da bacia Lusitânica e o **trabalho de Christian Palain** “*Une série détritico terrigène les «Grés de Silves»: trias et lias inférieure du Portugal*” datado de 1976 .

Foi elaborada uma recolha de informações numa biblioteca de dados da ENMC (Entidade Nacional para o Mercado de Combustíveis, actualmente ENRSE), onde foi possível ter acesso a todas as pastas de poço previamente referenciadas. Foi consultado o arquivo da UPEP – Unidade de Pesquisa e Exploração de Petróleo, o qual entretanto transitou para as instalações da DGEG – Direcção Geral de Energia e Geologia. Em cada pasta de poço, foi analisada a informação existente e em particular os “Well Reports”, identificando a profundidade onde começava e acabava o Grupo de Silves. Essa recolha de informação foi feita através da captura de imagens expeditas das pastas de poço, mas infelizmente não foi possível voltar a consultar essas pastas, devido à situação de contingência vivida no 1^a semestre de 2020.

Os critérios para a escolha dos poços adequados foram baseados no facto de terem, ou não, atravessado o Grupo de Silves, e se se encontravam dentro da área da bacia Lusitânica. Existiram poços onde o Grupo de Silves apenas era perfurado no topo, e o poço não atingia a sua base, devido à falta de resultados, ou simplesmente devido ao facto de não ser o objetivo desse poço atingir a base deste Grupo.

Foram então escolhidos 9 poços, 4 em zona *Onshore*, e 5 em zona *Offshore*. Os poços *Onshore* foram, de Oeste para Este, Alcobaça-1, Aljubarrota-1, Aljubarrota-2, São Mamede-1. Os poços escolhidos em zona *Offshore* foram, de Norte para Sul, Carapau-1, Dourada-1, 13C-1, Faneca-1 e 17C-1 (Figura IV.3).

As pastas de poço, embora algumas bastante antigas e em mau estado de conservação, continham no seu interior: um LOG do poço exploratório, a empresa que efectuou o furo, os objectivos deste, O TVD (Total Vertical Depth) e diagrfias de Gamma-Ray e Calliper. As litologias apresentadas no LOG do poço na sua maioria eram acompanhadas de uma breve descrição, por vezes metro a metro até chegarem de 3 em 3 metros. Essa descrição apresentava, não só a percentagem de cada litologia em camadas métricas, mas também a sua cor e granularidade. Esses dados foram usados, com o objectivo de se efetuar um LOG, de cada poço, no software SedLog, de forma a sintetizar a informação apresentada. É de salientar que, a maioria dos poços atravessavam formações do Jurássico até à base da Formação de Silves mas o objetivo era focar apenas na Formação do Triássico superior das camadas mais

arenosas. A partir dessa síntese foi efetuado os LOGs, de forma a que, quando estes terminassem fosse possível agrupá-los lateralmente, e assim correlacioná-los. Assim sendo, foi necessário usar a mesma escala e os mesmos critérios para todos os poços. A granularidade não foi representada nos LOGs em SedLog pois alguns dos poços mais antigos não possuíam essa informação tão específica. O Gamma-Ray foi usado, principalmente nos LOGs mais antigos pois as litologias no poço não eram muito visíveis e a informação era escassa. No entanto, usar o Gamma-Ray foi especialmente relevante para distinguir os arenitos dos argilitos.

Christian Palain foi um Geólogo francês que, em 1976, fez um estudo em território Português sobre as camadas arenosas da Formação de Silves (Grés de Silves). O trabalho dele consistiu em fazer um levantamento litostratigráfico através de LOGs em afloramentos, em 6 setores do bordo oriental da Bacia Lusitânica, desde Albergaria-a-Velha até Tomar, de Norte para Sul respetivamente. Esses setores foram descritos exaustivamente, através de descrições litológicas, de granularidade, de cor e até da fauna local, de forma a que cada LOG de cada um destes setores fosse dividido em 6 termos, A1,A2,B1,B2,C1 e C2. Cada um destes termos foi definido de forma a se adequar a cada setor, isto é, estes termos, variam regionalmente, no entanto, essa variação é pouco significativa entre os números de cada letra (ex A1 para A2) mas tem alguma relevância aquando da mudança da letra (ex A2 para B1). Os termos foram definidos com base em variações litológicas verticais, detetadas em todos os setores e por isso correlacionáveis entre si, adiante, será apresentada a definição e caracterização dos termos de forma a correlacionar com as unidades atravessadas pelos poços *Onshore* e *Offshore*. Os termos definidos no Trabalho de Palain, 1976 foram:

A1- Arenitos muito grosseiros e de matriz siltítica.

A2-Lutitos ricos em argilas: pelitos, shales, argilitos, pelitos dolomíticos, shales dolomíticos, argilitos dolomíticos, margas com estrutura planares.

B1- Arenitos de matriz siltítica.

B2-Dolomite: dolomite pura, biodetríticos, argilo-siltoso + calcários.

C1- Arenitos de matriz siltítica.

C2- Lutitos ricos em argilas: pelitos, shales, argilitos, pelitos dolomíticos, shales dolomíticos, argilitos dolomíticos, margas com estratificação planar.

O autor fez um resumo de todos os termos de todos os setores. O sector de Coimbra, o sector Luso-Anadia, o sector d'Águeda-Angela, o sector Lamas-Penela, o sector Avelar-Alvaiázere e o sector Areias-Tomar, são os 6 setores representados por Palain. O setor de Areias-Tomar é o único relevante para este trabalho pois o poço São Mamede-1 é o mais próximo do bordo Oriental da bacia onde Palain estudou os afloramentos de Casais e Ceras, representados neste trabalho (Figura IV.1).

Sendo assim, a informação foi sintetizada através dos LOGs desses afloramentos (Casais e Ceras), e foi efetuado o LOG com as informações de Palain. Neste caso, foram encontradas algumas dificuldades em refazer o LOG pois algumas camadas métricas não continham nenhuma litologia. As razões podem ser talvez pela falta de informação, ou pela falta de visibilidade devido a vegetação ou acesso condicionado, sendo representadas como lacunas no LOG.

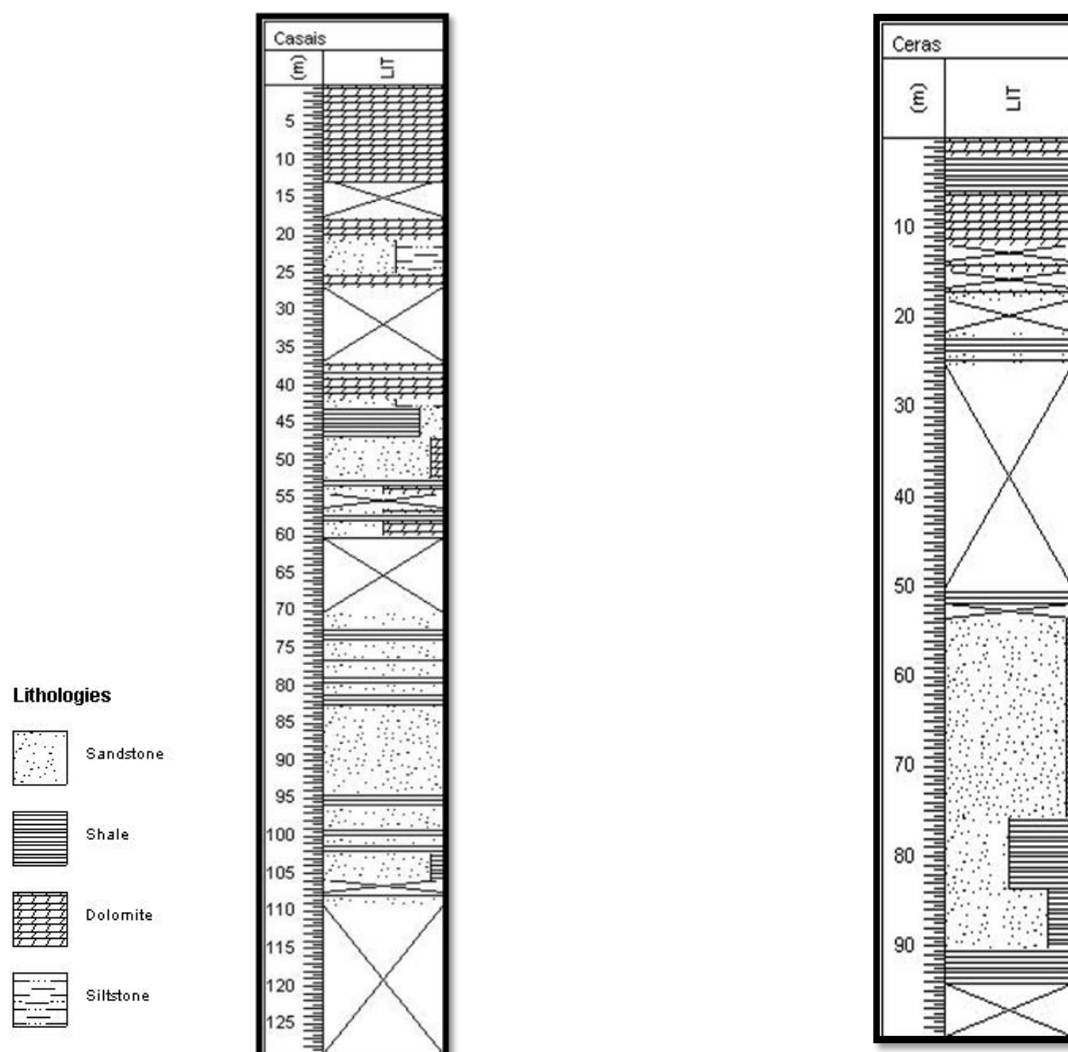


Figura IV. 1 LOG da região de Casais (à esquerda) e LOG da região de Ceras (à direita) efectuado através do programa SedLog, com informações litológicas retiradas do trabalho de Palain(1976)

O trabalho realizado foi efetuado tendo por base os dados acima referidos, sendo que, agora que os dados estavam recolhidos, poder-se-ia passar então, à parte mais importante que seria relacionar os dois trabalhos. Para que isto fosse possível, foi necessário sistematizar as litologias, tanto do afloramento de Palain como das pastas de poço. Como foi referido anteriormente, as unidades atravessadas pelos poços foram definidas numa primeira fase, de forma a sintetizar as informações da pasta de poço, como tal as litologias definidas foram, Arenitos, Argilitos, Siltitos, Shale, Mudstone, Calcário, Dolomitos, Halite, Gesso e Anidrite. Estas litologias, com as suas devidas quantidades percentuais e misturadas entre si estratigraficamente. Os LOGS do afloramento de Palain também foram sintetizados no programa SedLog, o que faz com que o sistema de sintetização litológica seja o mesmo.

Agora, já com as litologias sintetizadas e os LOGs organizados, começou-se a trabalhar por cima destes. Com um olhar geológico atento, conseguia-se distinguir logo à partida uma camada mais evaporítica no topo das unidades atravessadas pelos poços, que, através da consulta bibliográfica, percebeu-se que seria o final da Formação Dagorda, estava encontrado um padrão inicial. De seguida foi possível verificar que, em geral, à medida que nos aproximávamos da base do Grupo de Silves, a percentagem de arenitos ia aumentando até que, na base deste Grupo (as que atingiam a base), as litologias eram praticamente areníticas. De um modo geral, este padrão aplicava-se a todos os poços, existindo poços que podiam não conter algum deste padrão, e por essa razão foram criados 3 termos para haver uma divisão, e tratar melhor os dados de forma a poder correlacioná-los.

O termo III representava a camada mais superior dos poços, nomeadamente as rochas mais evaporativas, este termo, normalmente não apresenta grande espessura, e representa litologias como Dolomite, Anidrite, Halite, misturado com alguns vestígios de rocha sedimentar detrítica.

O termo II é o termo em maior abundância de espessura de todos os poços; este termo é definido por apresentar uma percentagem muito significativa de Siltitos e Argilitos, com alguns vestígios arenitos.

O termo I é o termo mais próximo da base, e por vezes, é inexistente em algumas unidades atravessadas pelos poços, este termo está marcado por apresentar uma quantidade significativa de arenitos, no entanto, ainda contendo Siltitos e Argilitos, por vezes apresenta evidências evaporíticas no topo deste termo, e de forma pouco significativa vestígios de Shale e Mudstone.

A definição e aplicação dos termos foi efetuada para todas as unidades atravessadas pelos poços em estudo. De seguida, os termos de cada poço foram fatiados e colocados lateralmente entre si de forma a começar a definir correlações de fácies relevantes. Como foi referido anteriormente, alguns poços possuíam apenas 1 termo e outros os 3 termos. Nesta fase, foi possível tirar conclusões sobre, se a quantidade de uma certa litologia diminuía ou aumentava entre as unidades atravessadas pelos poços, e/ou entre zonas continentais ou mais costeiras. A dificuldade aumentou a partir do momento em que existe uma grande vertente estrutural de falhamento a separar a maioria das unidades atravessadas pelos poços, o que torna a correlação mais complicada.

Os LOGs dos afloramentos de Palain foram introduzidos nesta fase, e também foram fatiados e divididos, agora, segundo os 3 termos definidos anteriormente. A linha geográfica dos poços e dos LOGs em afloramento está então colocada lateralmente, tudo na mesma escala lateral e vertical, de forma a facilitar a correlação (Figura IV.2). Com esta informação, é possível analisar a correlação lateral e as variações existentes, não só a nível litológico, mas também a nível de variações de espessuras, encontrando assim os depocentros da bacia, através das falhas, e da taxa de subsidência de cada unidade atravessada pelos poços .

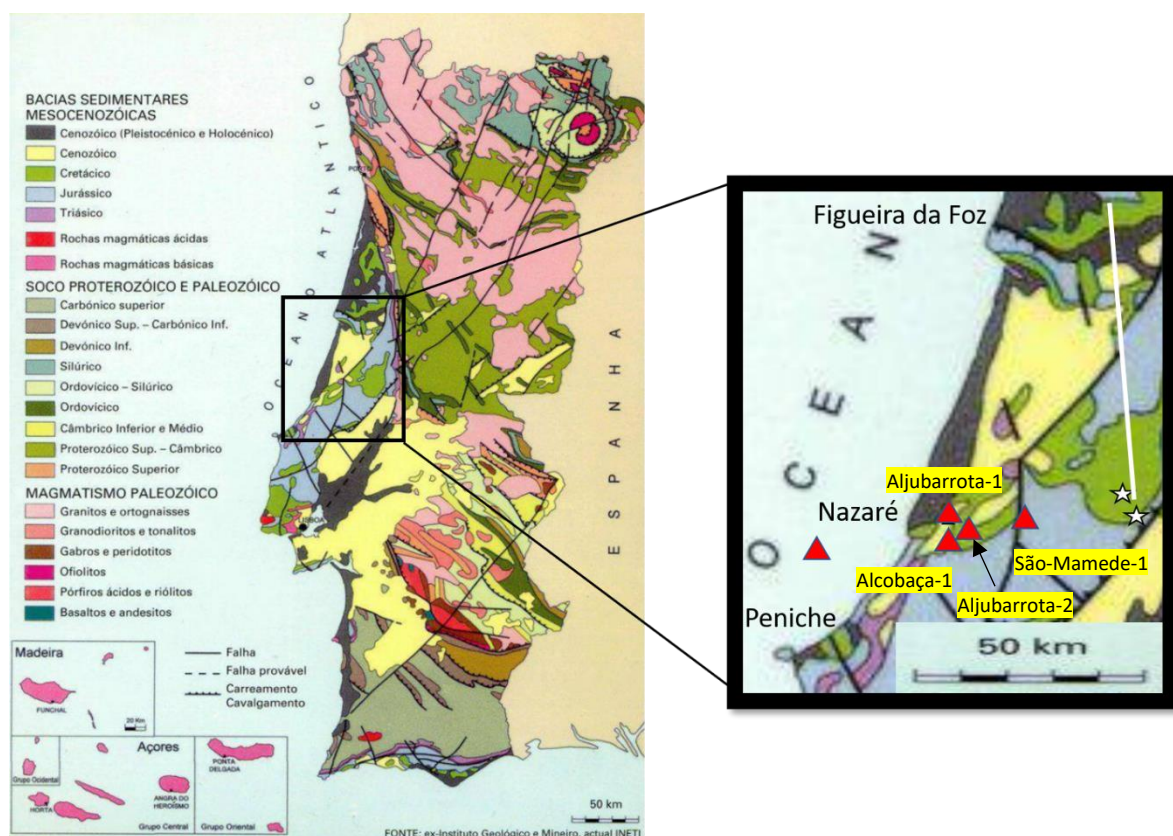


Figura IV. 2-Mapa de síntese 1:20.000 000 do IGM (Instituto Geológico e Mineiro). À esquerda a Localização e mapa geológico da área emersa da Bacia Lusitânica, e à direita uma ampliação do mapa geológico na área de estudo com os poços da área emersa e os afloramentos estudados por Palain. Os triângulos a vermelho representam os poços da zona Onshore, a linha branca representa os afloramentos estudados por Palain e as estrelas brancas representam as áreas de Ceras e Casais.

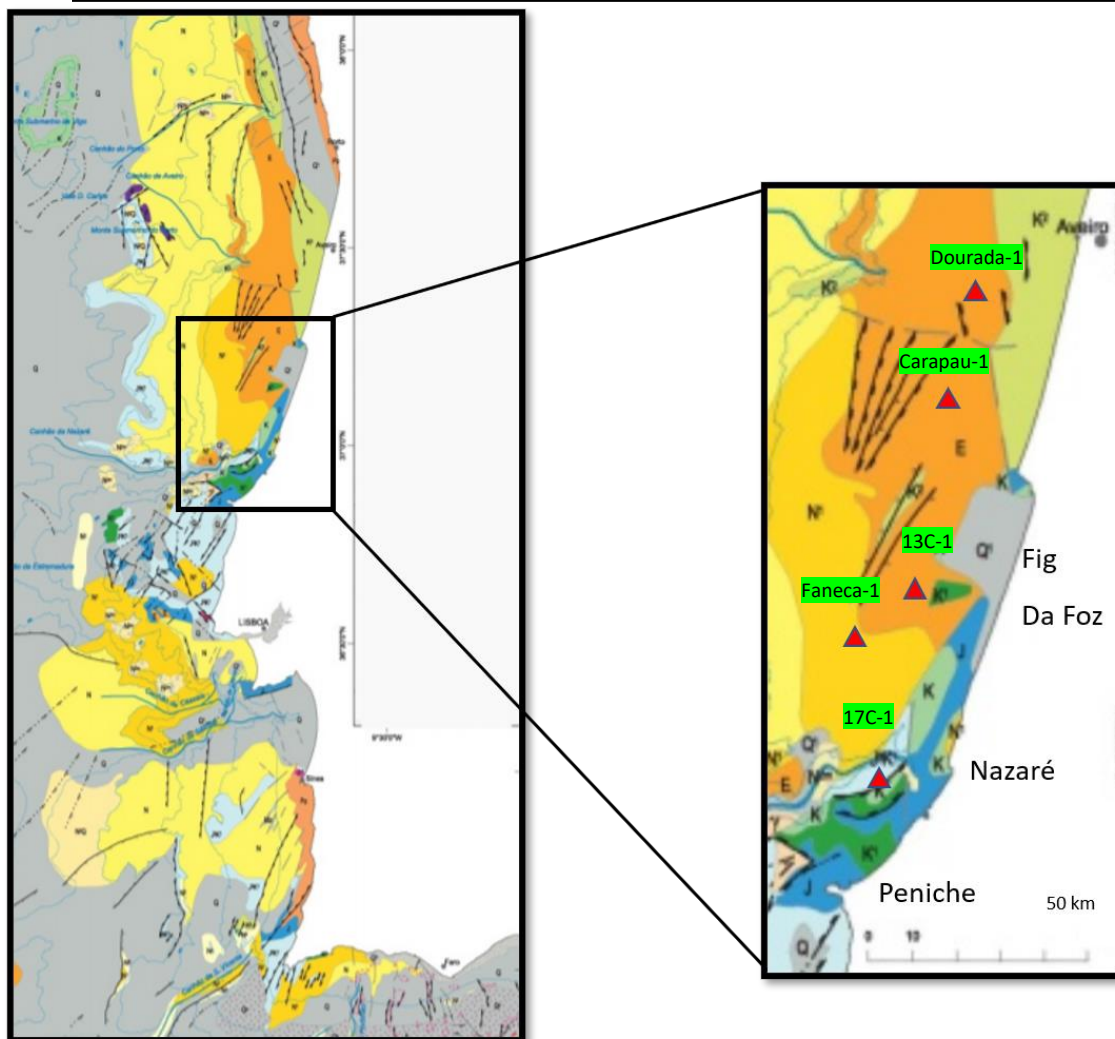
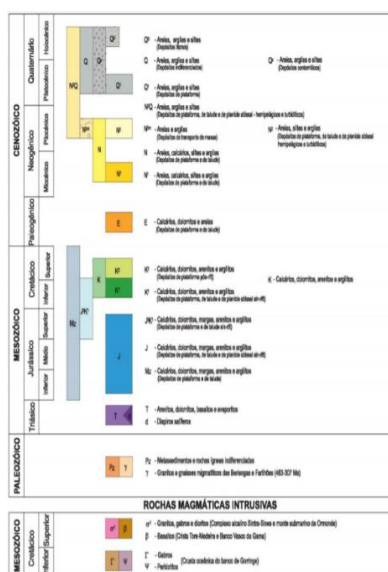


Figura IV. 3 Mapa da Geologia da Área Imersa (in Carta Geológica 1: 1.000 000. IGM). À esquerda a Localização e mapa geológico da área imersa da Bacia Lusitânica, e à direita uma ampliação do mapa geológico na área de estudo com os poços da área imersa. Os triângulos a vermelho representam os poços da zona Offshore,



V. Definição de Termos Informais

Como foi referido anteriormente, os 3 termos informais criados na base deste estudo (I,II,III), foram determinados de acordo com as características litológicas distintas, sendo que, em alguns casos, a passagem de termos possa não ser tão notória litologicamente.

Estes termos, foram definidos seguindo de uma forma geral um padrão litológico que era constante em todos os as unidades atravessadas pelos poços : a passagem das litologias mais areníticas para as litologias com componente mais finas, nomeadamente argilitos e siltitos. O segundo padrão constante é a passagem dessas rochas mais terrígenas (argilito, siltitos..) para as camadas mais grosseiras, em quantidades significativas. Por essa razão apenas foram considerados 3 termos, é de salientar que, existem outras litologias distintas das referidas acima, no entanto, não aparecem vezes suficientes nas unidades atravessadas pelos poços para ser considerado parte da amostra.

O Termo I representa a unidade estratigráfica com uma quantidade significativa de arenitos perto da base do poço, ainda pode conter outras litologias como siltitos e argilitos, mas a maior percentagem são arenitos.

O Termo II representa a unidade estratigráfica com quantidade significativa de litologias sedimentares como argilitos e siltitos, podem conter ainda alguns vestígios de rochas evaporíticas como Halite e Dolomite.

O Termo III representa a unidade estratigráfica com quantidade significativa de litologias evaporíticas, como Dolomite e Halite, devido à passagem da Formação Dagorda para o Grupo de Silves, pode conter evidências sedimentares de Siltitos e argilitos na base desta unidade.

Cada unidade atravessada pelos poços tem as suas características litológicas, como tal, haverá alguns destes que poderão apenas constituir 1 ou conter os 3 termos. A espessura das unidades atravessadas pelos poços também é um dado indicativo para o número de termos presentes, no entanto, não obstante, a espessura das unidades atravessadas pelos poços não influenciou de nenhuma forma a definição informal dos termos para os poços. Apenas é de notar que, a probabilidade de haver um poço com pouca espessura com os três termos é relativamente baixa, e o mesmo acontece com os poços com maior espessura, quanto maior for a espessura das unidades atravessadas pelos poços, maior é a probabilidade de conter os 3 termos, estas duas hipóteses são verificadas entre os 10 poços analisados.

Dados Onshore:

Os poços utilizados para a elaboração deste trabalho a nível *Onshore* são:

- **Aljubarrota-1** (39.6295; -8.9750)

- **Alcobaça-1** (39.5425; -8.9782)

- **Aljubarrota-2** (39.5614; -8.9057)

- **São Mamede-1** (39.5945; -8.7182)

VI. Poços Analisados

VI.1 Onshore

VI.1.1 Aljubarrota-1

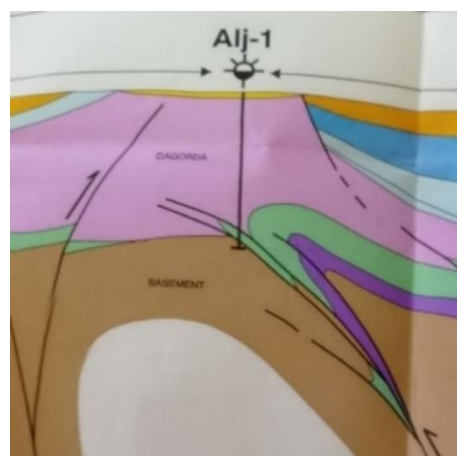
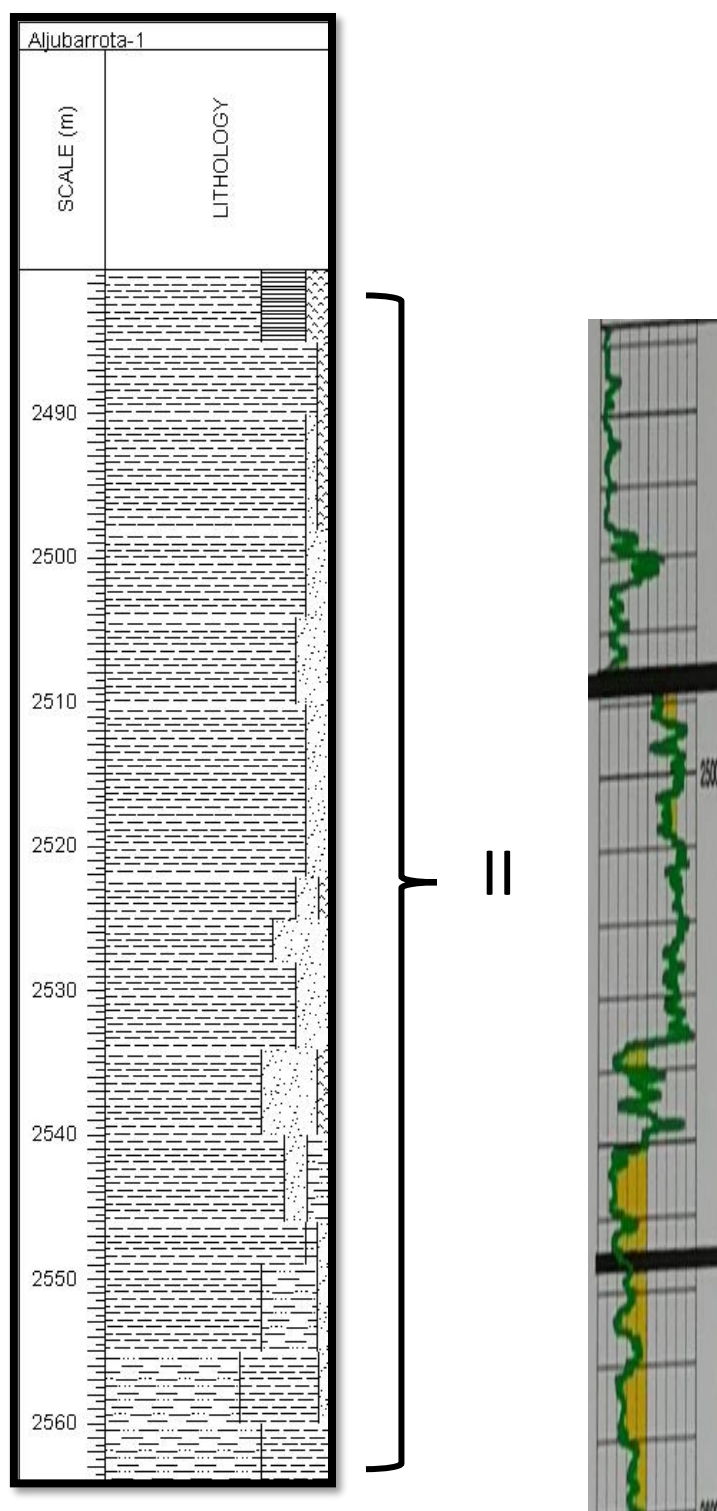


Figura VI.1.1. 2 Ilustração do secção da geologia regional do processo pós-drilling do poço Aljubarrota. Retirado da pasta do poço Aljubarrota-1.

Figura VI.1.1. 2 Log do poço Aljubarrota-1, efetuado em SedLog, com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas

Pasta de poço Alj-1

Este poço *Onshore*, foi um poço efectuado em 1998 e atingiu o Grupo de Silves a uma profundidade de 2480 metros, a espessura das unidades deste Grupo atravessadas pelo poço foi de 84 metros, atingido a sua base à profundidade de 2563m.

Este poço atingiu uma zona de falha, daí ter sido tão pouca a espessura atingida deste Grupo tal como apresentado na figura acima (fig VI.1.1.1).

O Grupo de Silves, neste troço de 84 metros, atingiu maioritariamente argilitos, embora existam alguns arenitos e siltitos abundantes, por vezes são encontrados vestígios de gesso e Anidrite.

A existência de uma falha foi encontrada na base de Silves numa série de *sidewall cores* recuperados entre 2563-2538 metros. Os *sidewall cores* recuperados neste intervalo incluem sal brechificado e argilitos. Os *cores* de sal brechificados consistem em halite translúcida, grosseira e cristalina, com inclusões de 3 mm até 20 mm de fragmentos angulares de siltitos micáceos e argilitos.

Termos Alj-1

Neste poço, apenas foi definido o termo II, pois é constituído essencialmente por argilitos e siltitos na sua curta espessura de 84 metros. Os níveis residuais de anidrite e gesso não são suficientemente significativos para considerar um termo III nestas unidades atravessadas pelo poço. O mesmo acontece com os arenitos, estes nunca passam de uma percentagem de 20 %, sendo os argilitos a litologia dominante, como tal foi definido para esta unidade um termo II.

VI.1.2 Alcobaça-1

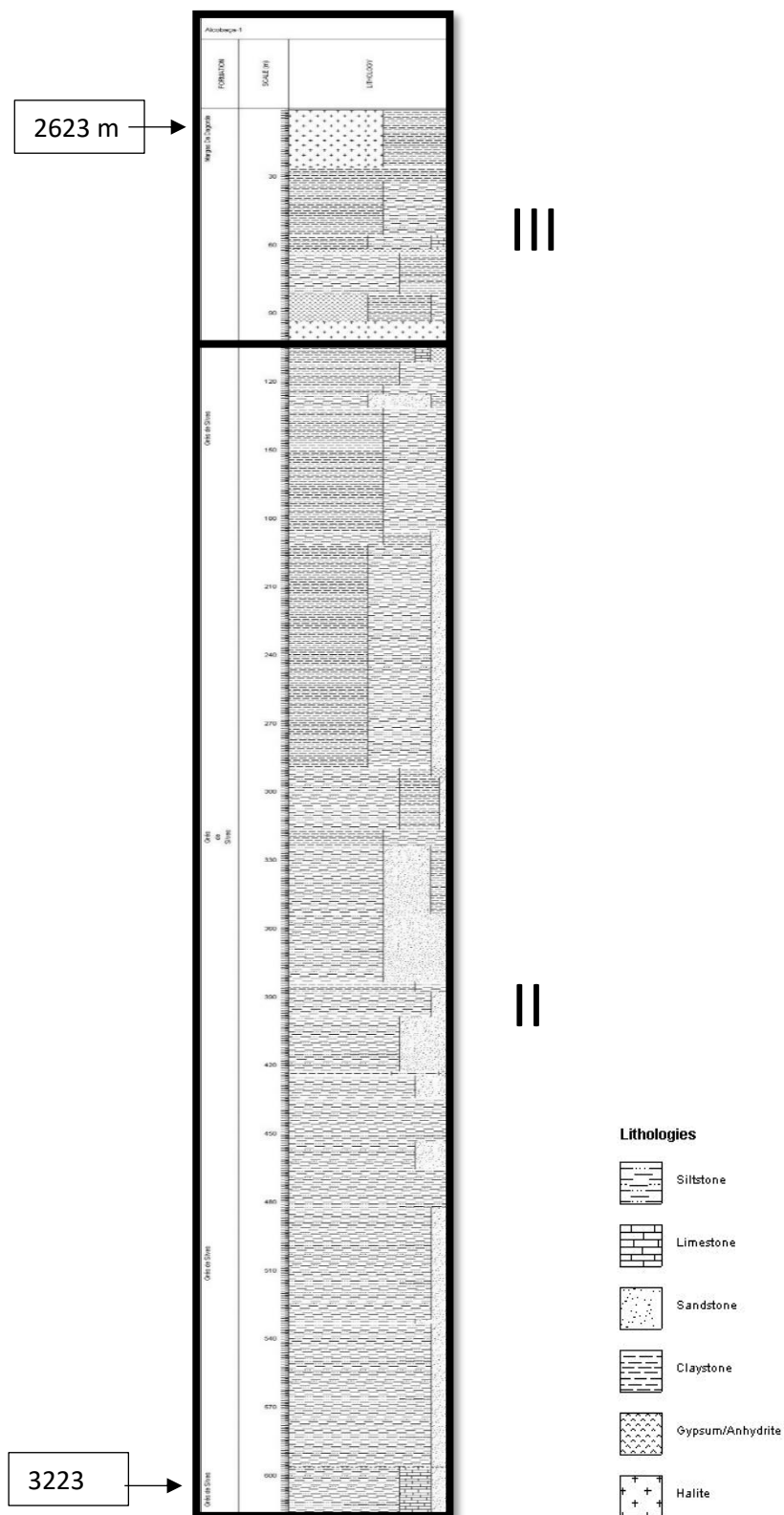


Figura VI.1.2. 1 Log do poço Alcobaça-1, efetuado através do programa SedLog ,com os termos informais correspondentes.

Pasta de poço Alc-1

Este poço *Onshore* foi efectuado em 2012, atingiu o grupo de Silves a uma profundidade de 2653 metros, a espessura das unidades deste Grupo atravessadas pelo poço foi de 600 metros, não atingindo a sua base.

A litologia dominante neste poço, no Grupo de Silves, são os argilitos e os siltitos, enquanto que, os calcários e os arenitos são a litologia secundária. Existe ainda algum sal, mais abundantemente no topo da Formação devido à passagem da Formação Dagorda para a Formação de Silves.

Termos Alc-1

Os siltitos e argilitos imperam como as litologias dominante ao longo de toda a espessura das unidades atravessadas pelo poço. Os arenitos aparecem em maior quantidade aproximadamente aos 3100 metros, mas não em quantidade suficiente para ser ponderado constituir o termo I.

As camadas evaporíticas são evidentes no topo das unidades atravessadas pelo poço, na base deste termo, ainda não aparecem tantas evidências, mas à medida que nos aproximamos do topo a halite começa a tornar-se significativa, por essa razão foi constituído o termo III para o topo destas unidades.

VI.1.3 Aljubarrota-2

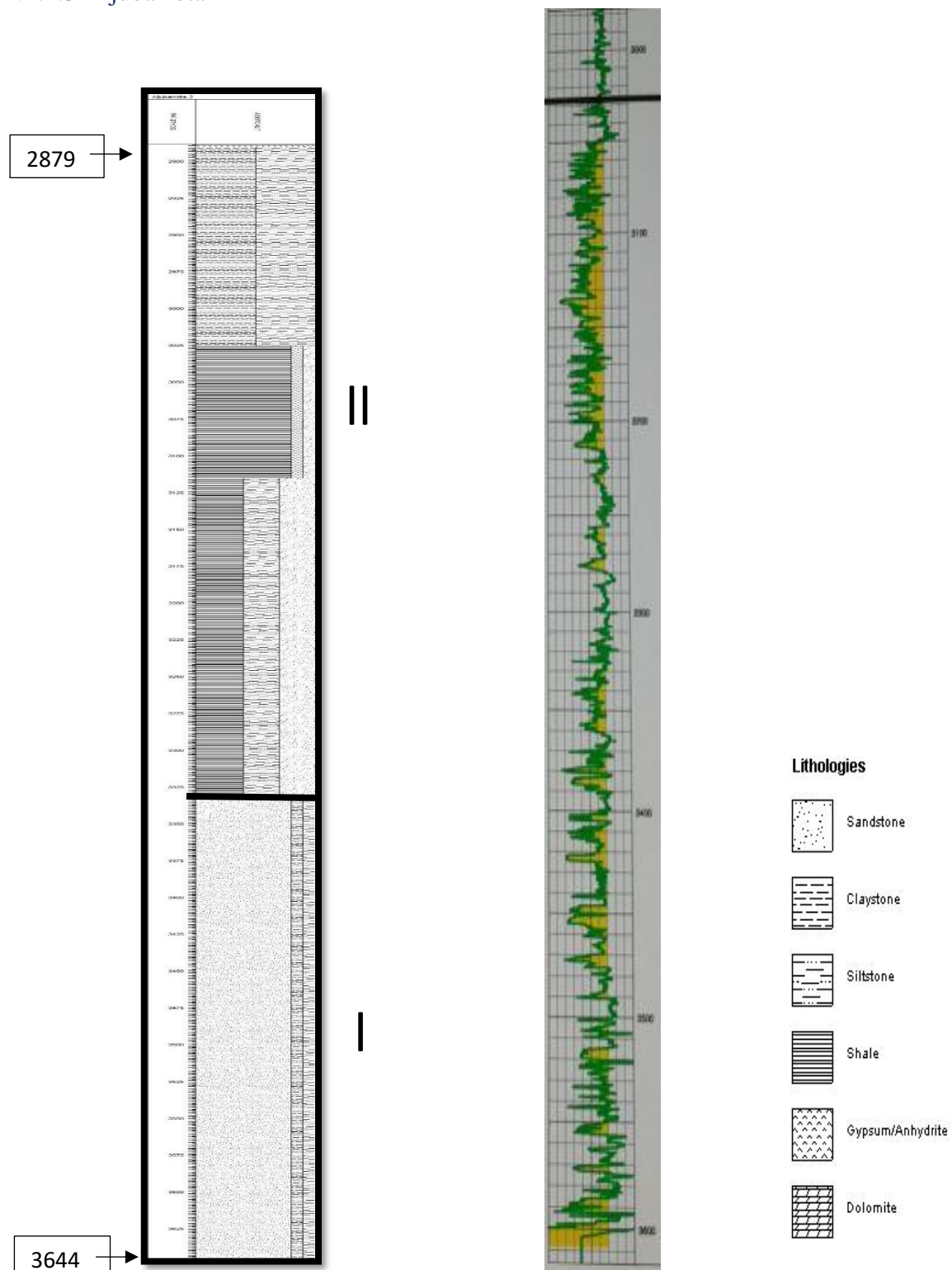


Figura VI.1.3. 1 Log do poço Aljubarrota-2,efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas

Pasta de poço Alj-2

Este poço *Onshore* atingiu o grupo de Silves a uma profundidade de 2879 metros, a espessura deste Grupo nas unidades atravessadas pelo poço foi de 765 metro, não atingindo a sua base.

Da base (3644 m) para o topo, as camadas areníticas começam a ser mais abundantes. Até aos 3330 m, estas, encontram-se como a litologia dominante. Desde a base dos siltitos (3330 m) até aos 3115 metros, encontram-se camadas finas de intercalação de argilitos e siltitos com camadas de arenitos ocasionais. Alguns destes arenitos neste intervalo são conglomeráticos. Dos 3156 até aos 3123 metros encontra-se uma secção que se suspeita serem siltitos mais fraturáveis.

Durante a passagem pela espessura da Fm havia sempre uma pequena percentagem de dolomite negra bastante argilosa, sendo que, esta litologia consiste em 25% da amostra do intervalo entre os 3200 e 3100. Apesar da sua abundância nas amostras, os níveis que o autor interpretou como dolomite consistem em 3 pequenas camadas de 1 metro ou menos numa espessura entre 3030 e 2980 m de profundidade.

A partir dos 3115 metros para o topo, a anidrite começa a aumentar sendo a rocha mais argilosa. Na base do argilito anidritico, encontra-se uma secção de cerca de 35 metros de espessura relativamente abundante, em camadas finas de arenitos. Esta secção, é interpretada como sendo apenas uma camada de arenitos de 25 metros de espessura.

Dentro do argilito anidritico existem três camadas que foram interpretadas como dolomito, bem como duas camadas mais finas que se pensa ser anidrite entre os 3030 até aos 3035 metros. A partir dos 3025 m a litologia vai ficando mais anidritica e é mais correto chamar-lhe um argilito anidritico.

As litologias dominantes no Grupo de Silves são intercalações vermelho-acastanhadas de siltes e argilitos. Os argilitos, com traços de anidrite, estão presentes no topo do Grupo (2888 m) e têm inicio nos 2972 m.

Termos Alj-2

Este poço apenas contém o termo I e termo II, é bastante evidente a passagem de um termo para o outro, os arenitos diminuem de 80% para 30% da base para o topo do poço, o que torna evidente essa passagem do termo I para o termo II. Este poço não possui nenhuma evidência que se possa confirmar a presença de termo III, embora existam camadas dolomíticas intercaladas com as argiliticas, estas litologias evaporiticas não tem espessura suficiente para serem definidas como termo III.

VI.1.4 São Mamede-1

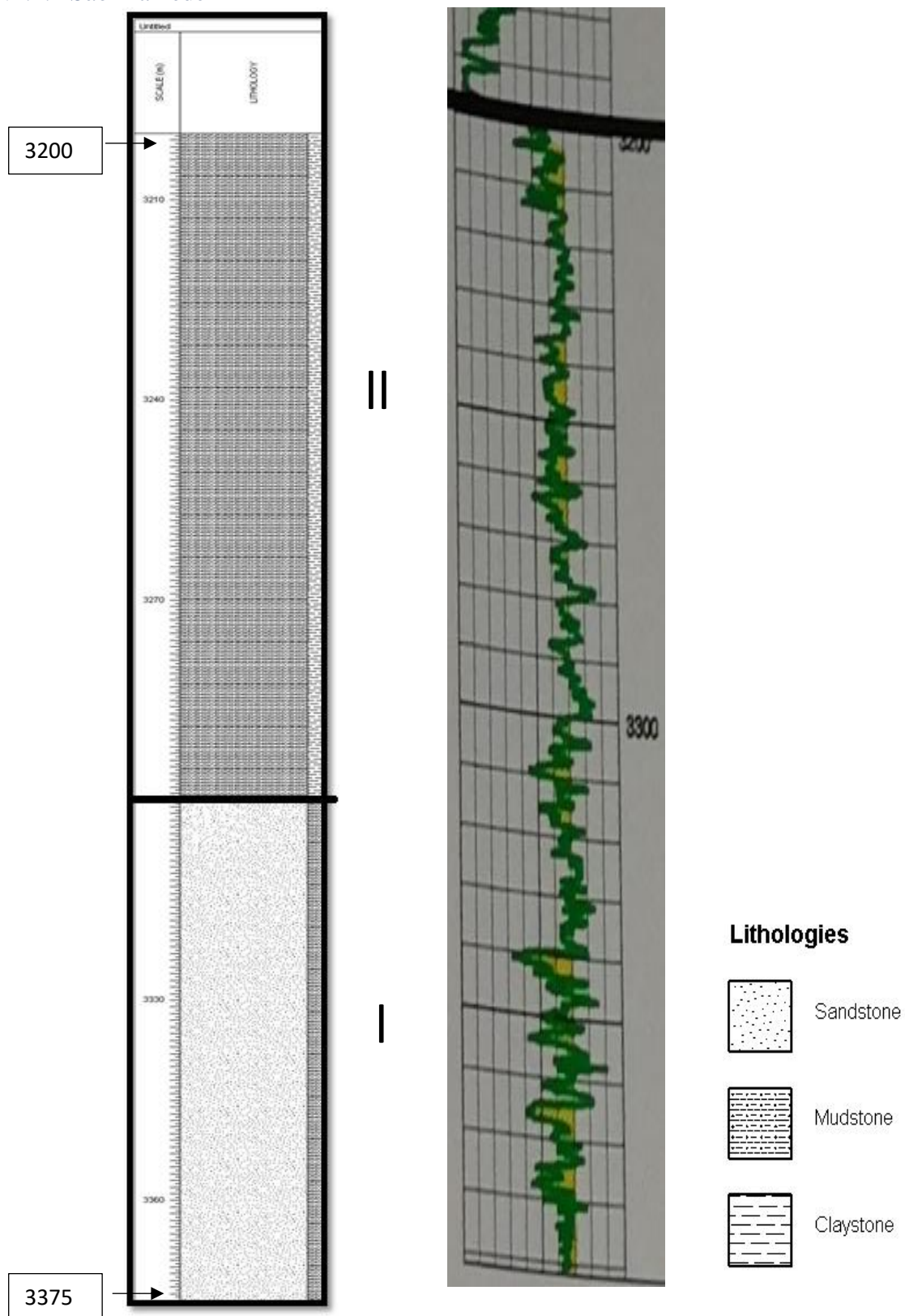


Figura VI.1.4. 1 Log do poço São Mamede-1, efetuado em SedLog , com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas.

Patas de poço Sm-1

A espessura de triásico gresoso (Grupo de Silves) das unidades atravessadas pelo poço de São Mamede-1 é de cerca de 170 metros. Este poço atingiu o Grupo de Silves aos 3200 metros, não atingindo a sua base.

Dos 3375 até aos 3325 metros, é possível verificar a existência de grés fino e grosseiro, ligeiramente margoso, ferruginoso, vermelho, por vezes micáceo com intercalações de margas vermelhas, gresosas, ligeiramente micáceas.

Aos 3275m, aparecem margas vermelhas e cinzentas, por vezes gresosas, com intercalações de grés fino a médio, vermelho, ferruginoso. Desde os 3275-3200 metros continuam a aparecer margas cinzentas e vermelhas gresosas, com raras e finas intercalações de argilas vermelhas e de grés fino e médio.

Termos Sm-1

Neste poço é evidente a mudança de litologias aos 3300 metros, estas unidades atravessadas pelo poço começam com bastantes arenitos e raras evidências de mudstone. Dos 3300 metros até ao topo a litologia muda drasticamente, os arenitos desaparecem, e apenas aumenta significativamente a componente carbonatada. Os argilitos aparecem a nível residual até ao topo da Formação.

VI.2 *Offshore*

Dados *Offshore*: (Fig 2)

Os poços utilizados para a elaboração deste trabalho a nível *Offshore* são:

- **Carapau-1** (40.5125;-9.0356)
- **Dourada-1** (40.3266; -9.1004)
- **13C-1** (40.0240; -9.1271)
- **Faneca-1** (39.9005; -9.2584)
- **17C-1** (39.4816; -9.3608)

As pastas de poços *Offshore* apresentavam uma complexidade e um detalhe bastante menor do que as pastas de poços *Onshore* devido ao facto destes primeiros terem sido todos efetuados todos entre os anos 1974-1980.

VI.2.1 Carapau-1

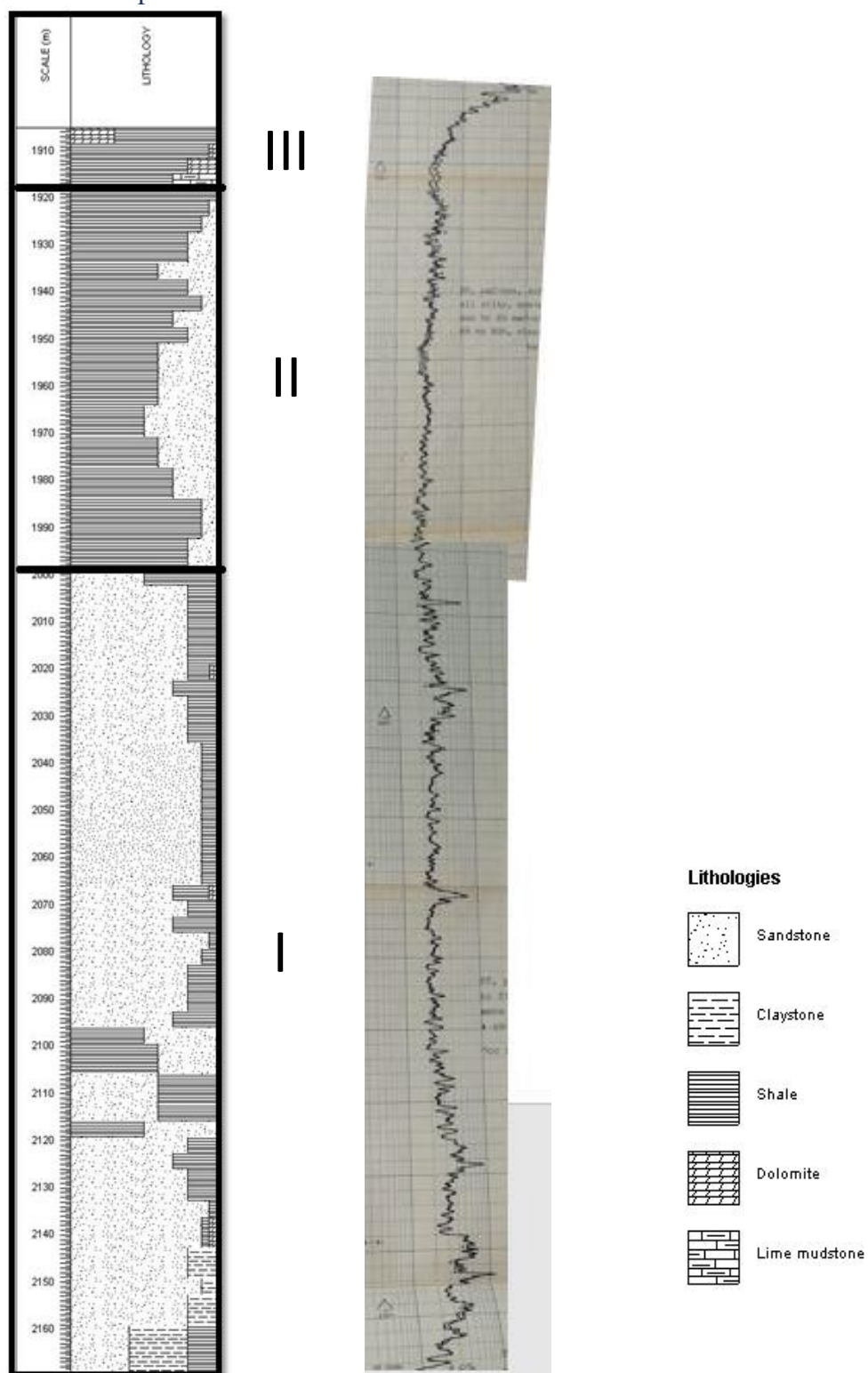


Figura VI.2.1. 1 Log do poço Carapau-1, efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas.

Pasta de poço Carapau-1

Este poço *Offshore* foi efectuado no ano de 1974, e atingiu o Grupo de Silves a uma profundidade de 1905 metros. A espessura deste grupo, nestas unidades atravessadas pelo poço, é de 265 metros, atingindo a base do grupo de Silves.

Desde a base do Grupo é possível observar que os arenitos são a litologia dominante, sendo que, aparecem camadas de percentagem significativa de shale e evidências de argilitos, estas litologias são constantes até aos 2000 metros.

Dos 2000 metros até aos 1920, as litologias invertem-se, o shale passa de litologia secundária para litologia principal, e os arenitos passam a litologia secundária. No topo do Grupo, encontra-se shale intercalado com camadas dolomíticas.

Termos Carapau-1

Neste poço, mais de metade é constituído por arenitos e algum Shale, sendo assim, foi definido o termo I, desde a base até aos 2000 metros.

Dos 2000 metros aos 1920 metros, as litologias dominantes invertem-se, neste caso, o shale domina em relação aos arenitos, sendo assim definido o termo II nesta secção.

Nos últimos metros, encontramos a tal passagem do Grupo de Silves para a Formação Dagorda, como se pode verificar pelo aparecimento de Dolomite intercalada com o Shale.

VI.2.2 Dourada-1

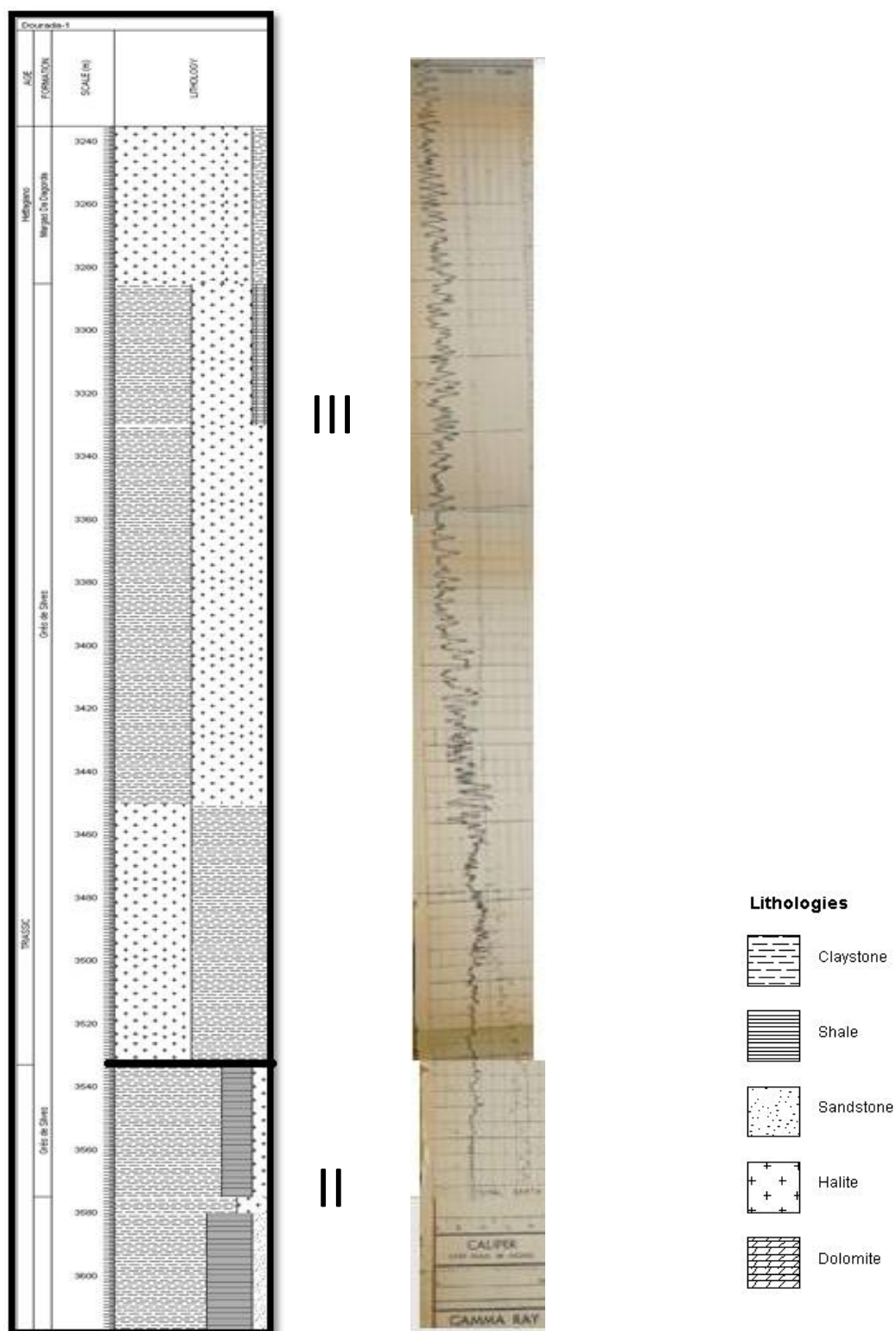


Figura VI.2.2. 1 Log do poço Dourada-1, efetuado em SedLog, com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas.

Pasta de poço Dourada-1

Este poço *Offshore* foi efetuado no ano de 1974, e atingiu o grupo de Silves a uma profundidade de 3285 metros. A espessura deste grupo nestas unidades atravessadas pelo poço é de 335 metros, não atingindo a base do Grupo de Silves.

A litologia dominante são os argilitos e a halite, o shale e os arenitos também aparecem com alguma dominância na base do Grupo.

O topo do Grupo é representado por halite e algum shale.

Termos Dourada-1

Este poço é maioritariamente constituído por Halite, sendo assim, o termo III é o termo dominante neste poço. As unidades atravessadas pelo poço iniciam-se com o termo II na base devido à quantidade de argilito presente, o shale também aparece nesta unidade mas em menor quantidade, são encontrados também vestígios de halite e arenitos.

A halite domina mais de metade das unidades atravessadas pelos poços, desde os 3530 metros até ao topo (3240 metros), os argilitos também se encontram em abundância, mas não tanto como a halite, por essa razão foi definido o termo III para esta unidade estratigráfica. Este é o poço com maior dominância deste termo III devido à quantidade significativa de halite.

VI.2.3. 13 C-1

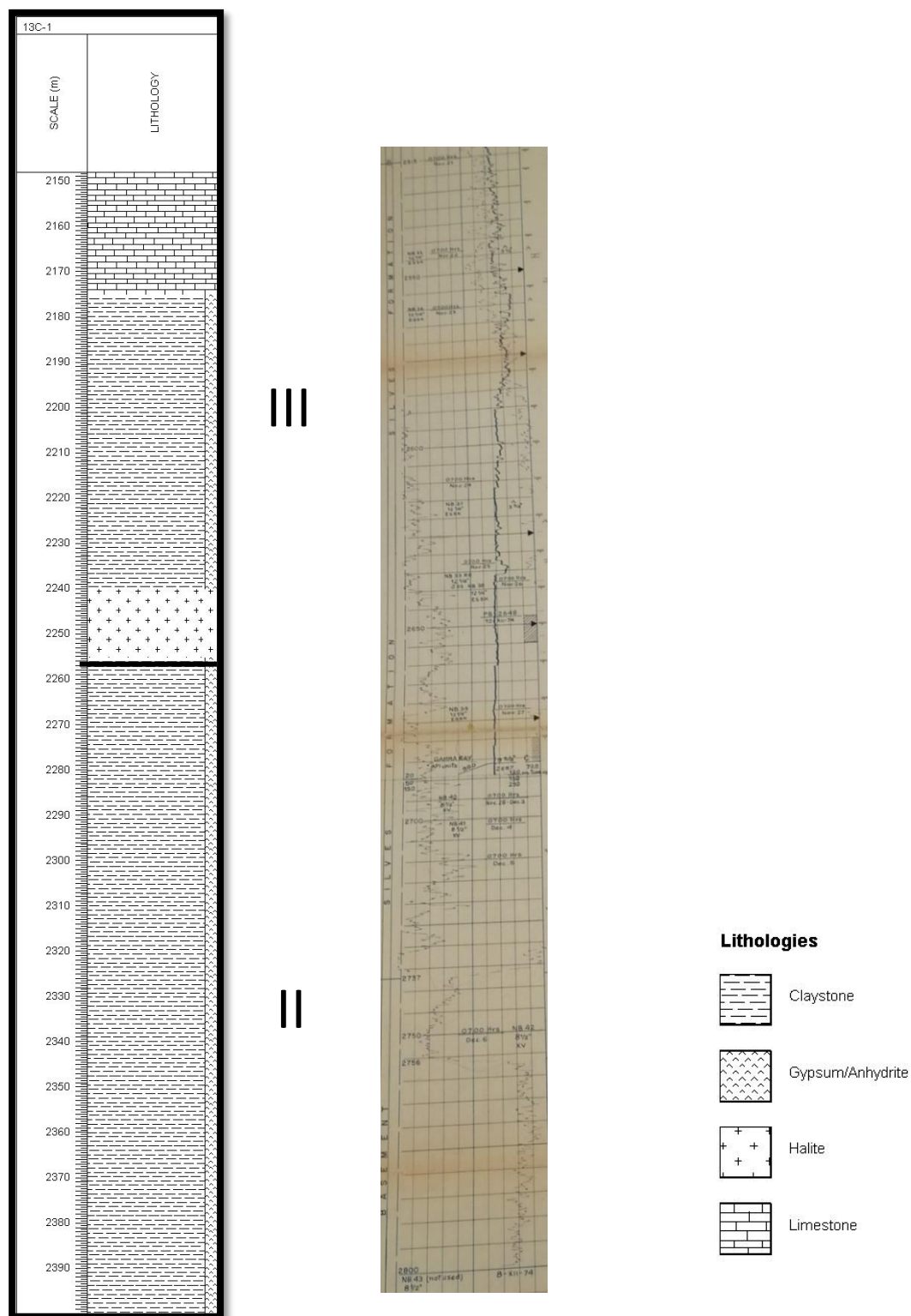


Figura VI.2.3. 1 Log do poço 13C-1, efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas

Pasta de poço 13C-1

Este poço *Offshore* foi efectuado no ano de 1980, e atingiu o Grupo de Silves a uma profundidade de 2400 metros. A espessura deste grupo das unidades atravessadas pelo poço é de 250 metros, atingindo a sua base.

Dos 2400-2260 a litologia dominante são os argilitos, embora coexistente com vestígios de anidrite. Aos 2260, ocorre uma camada bastante espessa de halite com cerca de 20 metros que desaparece aos 2240 metros, onde os argilitos voltam a ganhar dominância.

A partir dos 2260 metros é evidente a influência evaporítica nesta espessura, porque, para além da camada de 30 metros de halite que é sobreposta por estes argilitos, os vestígios de anidrite são ainda presentes. Por fim, aos 2175 metros, as unidades atravessadas pelo poço atinge uma camada de calcários maciços que se prolonga até ao topo deste poço (2150m).

Termos 13C-1

Estas unidades atravessadas pelo poço são constituídas por argilitos em cerca de metade da sua espessura, desde a base do poço (2400), até aos 2260 metros, sendo definido o termo II para esta metade de poço. Após os 2260 metros existe uma camada de halite maciça, seguida de argilito e já no topo cerca de 20 metros de dolomite, sendo definido o termo III para esta metade superior do poço.

VI.2.4. Faneca-1

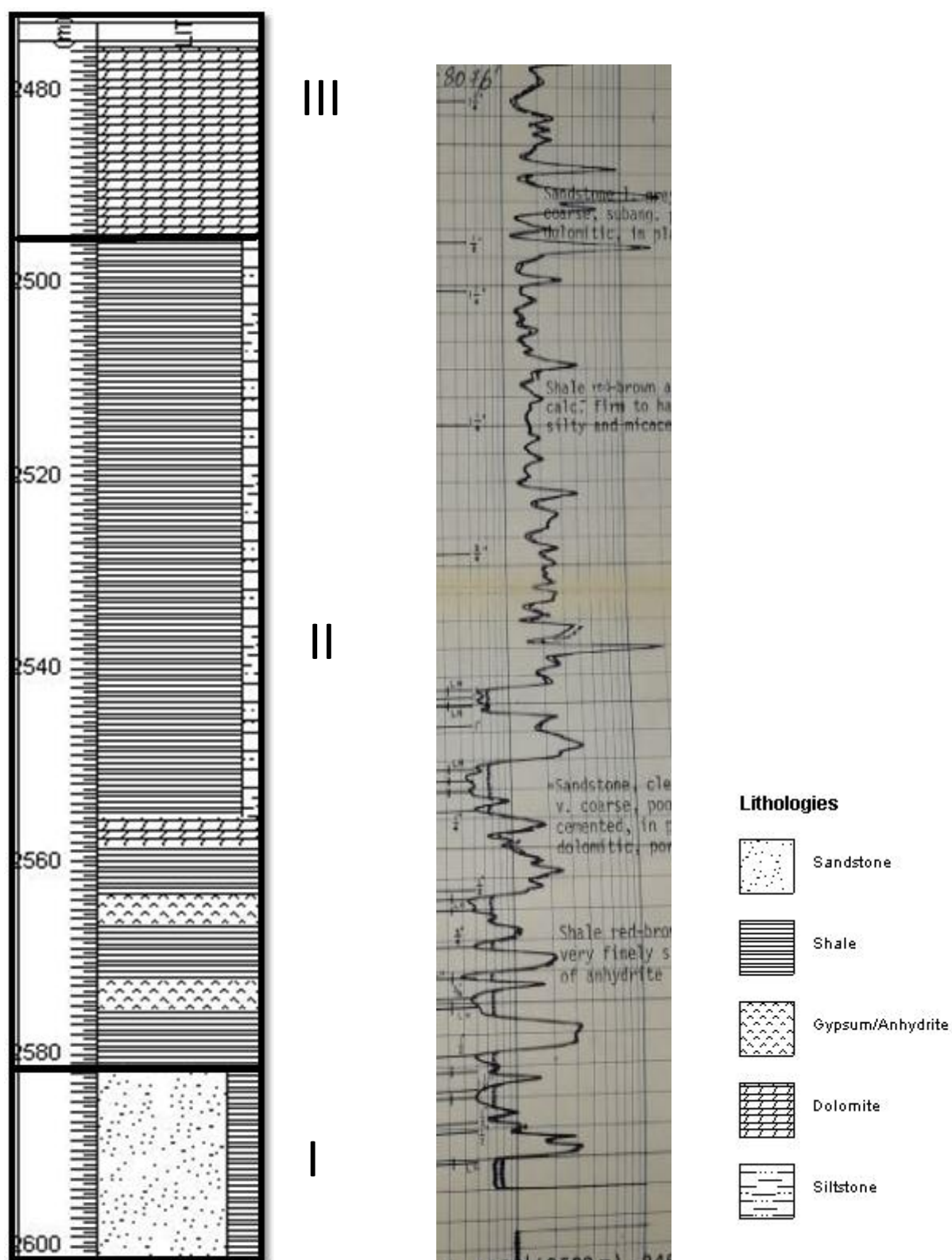


Figura VI.2.4. 1 Log do poço Faneca-1, efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas

Pasta de poço Fa-1

Os Arenitos da base são evidentes, estes, de uma cor transparente até vermelho acastanhados, de granularidade fina a muito grossa, com uma má distribuição, com grãos subangulosos e com sílica cimentada. Em locais muito argilosos e dolomíticos, encontra-se com uma porosidade média a má.

A partir dos 2580 metros, o shale aparece como a litologia mais abundante, estes apresentam-se com uma cor vermelha acastanhada, não calcário, siltoso a muito finamente arenoso, duros e com inclusões de anidrite frequentes.

O shale mais perto do topo do Grupo é muito similar ao shale perto da base, vermelho acastanhado, não calcário e variado em zonas muito siltosas e micáceas.

No topo do poço encontra-se dolomite maciça, cinzenta e cripto-cristalina.

Termos Fa-1

A base do poço é maioritariamente arenítica sendo o termo I definido nestas unidades basais.

A partir dos 2580 metros, o shale aparece como a litologia mais abundante, estes apresentam-se com uma cor vermelha acastanhada, não calcário, siltoso a muito finamente arenoso, duros e com inclusões de anidrite frequentes. Sendo o shale uma mistura de argilitos e arenitos este representa o termo II para a maioria do poço.

No topo destas unidades atravessadas pelo poço Fa-1 é possível encontrar uma camada espessa de 20 metros de Dolomite.

VI.2.5. 17C-1

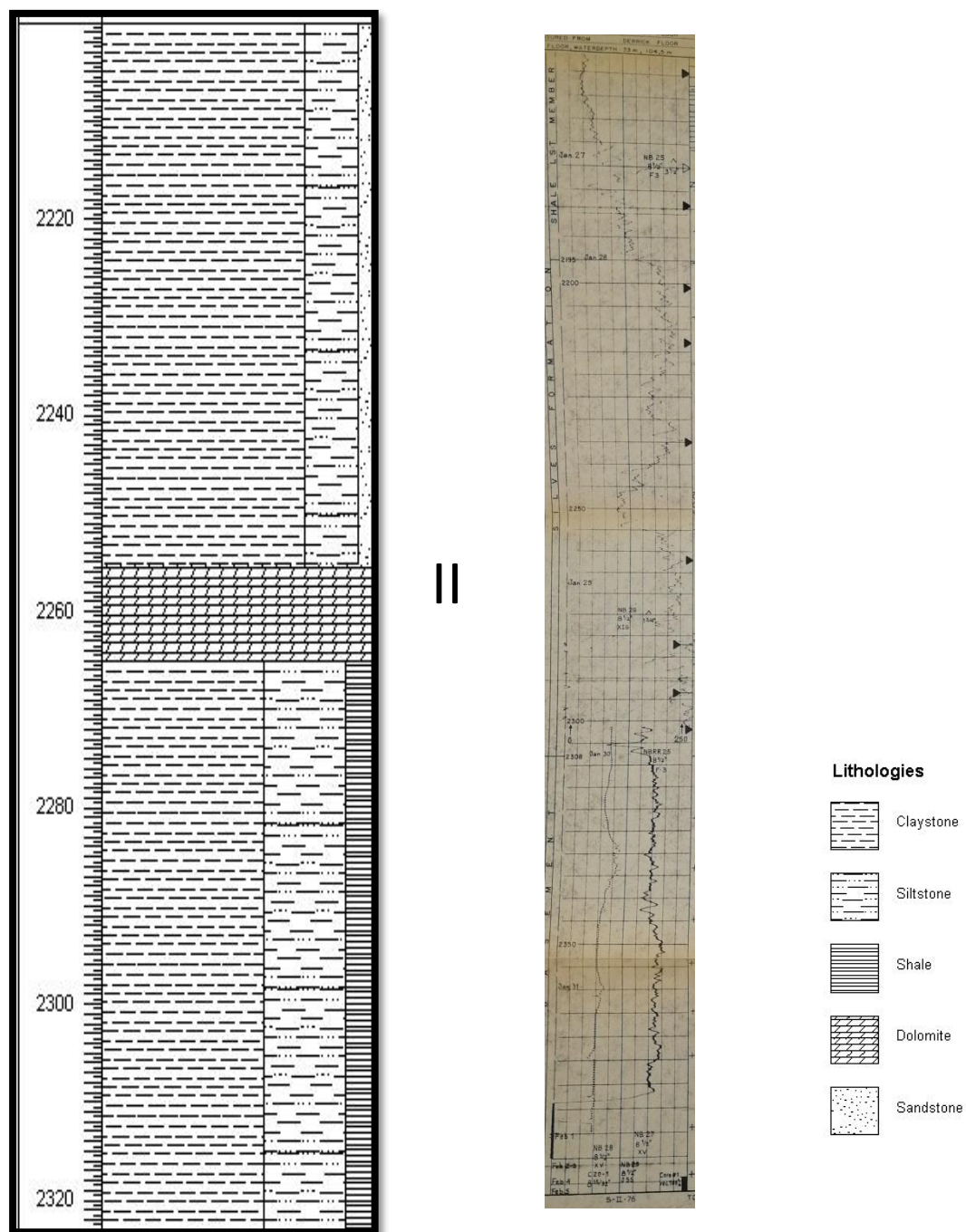


Figura VI.2.5. 1 Log do poço 17C-1, efetuado em SedLog ,com os termos identificados. À direita o gamma-ray dessa mesma pasta de poço associado às profundidades indicadas

Pasta de poço 17C-1

Este poço *Offshore* foi efectuado no ano de 1976 e atingiu o Grupo de Silves a uma profundidade de 2200 metros. A espessura deste grupo nestas unidades atravessadas pelo poço é de 120 metros, atingindo a sua base.

A partir da base até aos 2260 metros, é possível visualizar argilitos, siltitos e Shale, ordenados respetivamente por ordem decrescente de quantidades percentuais, no entanto, a percentagem de siltitos diminui após os 2260, e o shale é substituído por camadas residuais de arenitos.

Perto dos 2260 m, depositou-se uma camada de dolomitos com uma espessura de aproximadamente 5 metros.

Essa camada dolomítica foi substituída pelos argilitos e siltitos, e assim permaneceu até ao topo do Grupo (2200 m).

Termos 17C-1

A partir da base até aos 2260 metros é possível visualizar argilitos, siltitos e Shale, ordenados respetivamente por ordem decrescente de quantidades percentuais, no entanto a percentagem de siltitos diminui após os 2260, e o shale é substituído por camadas residuais de arenitos.

Perto dos 2260 depositou-se uma camada de dolomitos com uma espessura de aproximadamente 5 metros.

Sendo que esta camada dolomítica representada na metade do poço não é muito espessa (apenas 5-10 metros) considerou-se o termo II para a totalidade do poço.

VII. Ensaio de correlação litostratigráfica

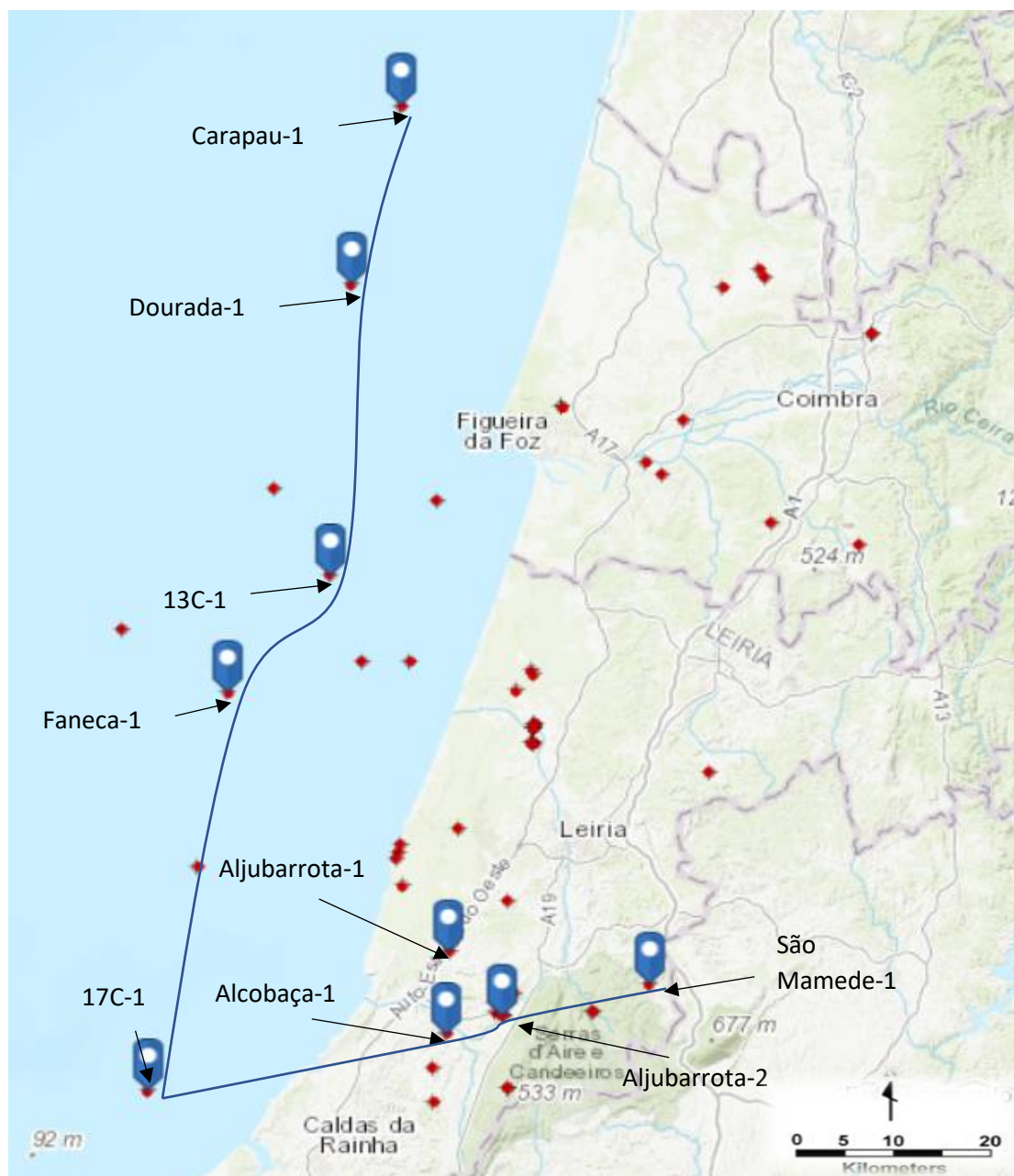


Figura VII. 1 Mapa com a localização geográfica de todos os poços; imagem retirada do arquivo da DGEG (Direção Geral de Energia e Geologia)

Para efetuarmos a análise litostratigráfica, é necessário ter em conta estudos anteriores que podem facultar informações cruciais para o auxílio de uma reconstituição ambiental, e sedimentar. Posteriormente, estas podem corroborar ou desacreditar certas teorias que surjam. Assim sendo, um dos trabalhos mais recentes que pode certamente ajudar nesta análise, é o trabalho efetuado por Soares em 2012. Este trabalho foi efetuado no bordo Este da bacia lusitânica, e foi essencialmente baseado em 4 megasequências situadas nesta bacia, fazendo uma breve descrição de cada uma, através de trabalho de campo detalhado em regiões tipo Coimbra- Penela.

Estas megasequências contêm informações não só litológicas, mas também paleotectónicas e paleogeográficas. As megasequências foram comparadas com trabalhos mais antigos, como o de Palain, 1976 e Choffat, 1894, fazendo com que estes trabalhos ajudassem, não só num enquadramento geológico com informações sólidas prévias, como também numa comparação ambiental e de fácies. Soares concluiu então que as camadas basais seriam mais antigas do que se tinha registado. Essas unidades, foram formadas num antigo padrão de tensão de afinidades tardi-Variscas, relacionadas com um grande cisalhamento direito cinemático de idade Permo-Triásica. Assim sendo, Soares provou que a bacia Lusitânica é mais recente e evoluiu maioritariamente depois do limite Triássico-Jurássico (Megasequência 3- Formação Castelo Viegas) dentro de um contexto de extensão E-W, relacionado com bacias do tipo Atlântico.

Como foi referido no enquadramento geológico, o grupo de Silves é maioritariamente siliciclástico no afloramento localizado a Norte do Vale do Tejo [Choffat,1894; Carvalho,1946,1950,1951;Palain,1968,1970,1976;Fischer e Palain,1971;Soares et al.,1985,1986;Soares e Marques in Soares et al., 2007; Soares, 2012], com dominância de arenitos arcóicos até arenitos feldspáticos (Soares,2012). As litofácies variam de bastante grosseiras (por vezes microconglomerados arcóicos segundo Palain, 1976) até à dimensão seixos e cascalhos, apresentando estruturas que sugerem deposição em ambiente continental (sistemas continentais) e ambientes transicionais (sistemas transicionais) (Soares et al, 2012).

As megasequências estão representadas no trabalho de Soares como formações [Courel et al.,2008] e estão organizadas em função das litofácies que apresentam [Cunha,1992; Miall,1966;Dinis,1999;Johnson et al., 2001;Atchley et al.,2004; Wakeling-King and Webb, 2007] e segundo a arquitetura das pedofácies [Kraus, 1999; Retallack,2001; Prochnow et al., 2006] , maioritariamente na dependência do arranjo dos ciclos de avulsão fluvial [Soares et al.,2012]. No entanto, quando se considera a interpretação de pedofácies, é normal encontrar situações questionáveis, a maioria causada por processos diagenéticos [Pimentel et al., 1996; Kraus,1999]. As inconformidades dos limites de sequência estão associadas com conjuntos de pedofácies, indicando sempre a existência de lacunas.

Megasequência 1 (MS1)

Formação da Conraria

Em relação à discordância angular D1 com origem na base da MS1 (Formação da Conraria), nenhum paleossolo foi detetado, talvez devido à erosão na base dos canais grosseiros sobrejacentes. Mesmo assim, no contacto com as camadas xistosas da base foram encontrados corpos sedimentares pequenos e residuais, esbranquiçados e cauliniticos. [Palain,1976,p.249], a pergunta que se coloca é, poderão esses corpos estar relacionados com pedofácies formadas sob condições climáticas completamente diferentes (mais húmidas) dos depósitos sobrejacentes (vermelho acastanhado com predominância de ilites)?

De facto, a megasequência MS1 normalmente aparece como um corpo sedimentar de alguma forma limitado, que é circunscrito localmente e bastante espesso na região de Coimbra (150 m). A espessura média diminui rapidamente para Sul, ao longo da linha de contacto com os xistos de base que afloram no bordo Este da bacia. Por vezes MS1 não é representada, Soares defende que poderá ter sido um espaço de descontinuidade sedimentar alongado de N-S para NO-SE, que foi submetida a um controlo tectónico ativo. Este espaço foi a área de suporte dos sistemas aluviais (leques aluviais), mais conglomeráticos e amalgamados (depósitos aluviais amalgamados) no preenchimento das incisões basais, e guiados pelos fluxos intermitentes de sistemas de canais entrançados de baixa sinuosidade e alta taxa de entrançamento.

A parte superior da megasequência corresponde a depósitos colocados em salares e lagunas de baixa coluna de água e por vezes efémeros. Estes, podem ser reconhecidos pela colocação de litofácies arenítico-pelíticas, por vezes laminada e indicativo da ocorrência de fluxos baixo de energia, apresentando restos vegetais, bioturbações, marcas radiculares, ou marcas cúbicas de sal e laminações raras de gesso. Esta litofácie sobrepõe corpos sedimentares de arenitos grosseiros, e estão sobrepostos por paleossolos com horizontes carbonatados, ou camadas argilíticas vermelho-acastanhadas, com superfícies polidas causadas pelo movimento de atrito entre rochas [Soares, 2012].

Soares concluiu então que, a megasequência MS1 (Formação da Conraria) compreende a sobreposição de duas unidades litológicas e a sua interpretação sugere semelhanças com o modelo da deposição sequencial interior proposto por Legarreta e Uliana para as bacias continentais Mesozóicas da Argentina [Blum and Tornqvist,2000]. Este modelo aponta para uma sequência negativa prográdante, dominada por sistemas de canais areníticos amalgamados, seguida por sequências positivas retrogradantes e agradacionais

Megasequência 2

Formação de Penela

A MS2 (Formação de Penela) é maioritariamente uma sucessão de arenito-conglomerados com espessura média de 90-98 metros perto de Coimbra (Cabeço da Serra e Conraria), 80-90 m perto da Serra de S.Gens, e 120-130 m em Penela.

Existem alterações significativas quando se compara a Formação da Conraria com a Formação de Penela. Existe um aumento no ratio areias/cascalho para Norte e para Sudoeste (Soares, 2012). No afloramento de Penela ocorre um aumento de grandes seixos de xisto e quartzito em suspensão

associados a fácies muito grosseiras e imaturas de areias arcóscas (Soares, 2012). Ocorre uma escassez acentuada de arenitos finos e fácies pelíticas, que, quando associada à informação anterior, parece indicar uma remobilização significativa dos depósitos sedimentares existentes (Soares, 2012). Verifica-se também um padrão cíclico na variação temporal dos corpos sedimentares que indica um aumento de complexidade no enchimento da bacia sedimentar devido à variação lateral dos canais principais. Quando comparada com a interpretação de fácies estas evidências podem indicar, não só mudanças paleogeográficas no espaço físico de acomodação de sedimento [Posamentier and Allen, 1993 in Soares et al., 2012], causado pelas reativações tectónicas em direção a montante do rio e/ou pelas flutuações na superfície basal, mas também uma mudança no regime do agente transportador, o hidrodinamismo sofre mudanças tais que ocorre a transição de ambientes entrançados (mais comuns na região de Coimbra e perto da base da Formação) para um ambiente mais meandrizado, com implicações na taxa de avulsão [Aslan et al., 2005 in Soares et al 2012].

As estruturas sedimentares indicam que a direção do fluxo dos sistemas de canais teve uma orientação para Oeste a Sudoeste [Palain, 1976 in Soares et al., 2012]. Se analisarmos esta informação de modo a revelar a possibilidade de um nível de base situado a Oeste ou a Sudoeste e afetado por um movimento eustático, é possível que MS2 resulte de uma deposição mais proximal. O topo desta Formação (Penela) é uma sucessão pedogénica de pelito-arenitos de superfícies de inundação vermelha acastanhada, com nódulos irregulares de carbonatos e fácies dolomítica- camadas de Melhorado [Soares, 2012]. Na região de Penela, onde esta sub-unidade foi definida, as fácies são mais ricas em arenitos, mas mostram sempre evidências de pedogénese avançada. Perto de Coimbra (Carpinteiros e Conraria) as camadas de melhorado são parcialmente cortadas por uma única sucessão de conglomerados grosseiros ligados por dois ou mais tipos de rocha, intercalados com arenitos arcóscos imaturos e muito grosseiros. Perto de Conraria estas fácies são mais cimentadas no topo, e a espessura média atinge 20-25 m. Estas podem também ser interpretadas como o resultado de uma drenagem meandriforme com grandes fluxos de energia polarizados para Oeste e Noroeste.

Megasequência 3

Formação de Castelo Viegas

Esta megasequência é limitada por uma desconformidade de baixo ângulo (D2b), que chega a ter 20 graus, com expressão regional. Em várias partes da área de estudo esta discordância trunca a parte superior da Formação de Penela (MS2). A organização sedimentar da MS3 indica um fluxo de um sistema fluvial entrançado [Bridge and Tye, 2000], mas muda na parte superior para um estilo mais meandriforme com sinuosidade variável [Miall, 1988; Dinis, 1999]. Os canais fluviais mostram um preenchimento e uma geometria complexa e variável, associada a níveis pedogénicos, que foram reajustados como uma função primária de flutuações do nível de base. Uma visão geral mostra que existe evidências de um movimento positivo lento que começou depois de um intervalo de uma tendência negativa rápida. Se se considerar em adição o aumento da subsidência, o mesmo modelo paleogeográfico pode ser usado para justificar a tendência decrescente observada no grau de avulsão [Blum e Törnqvist, 2000; Gibling, 2006; Petter e Muto, 2008].

A Formação de Castelo Viegas apresenta, no geral, uma transformação, não só da área deposicional (planície litoral aberta a Oeste e delimitada internamente por relevos sub-meridionais da meseta ibérica), mas também do paleoclima [mais seco, segundo Palain, 1976], com a imposição de uma mudança significativa no ambiente geoquímico- arenitos claros. As fácies mais comuns são arenitos arcóscos grosseiros a muito grosseiros e com imaturidade, por vezes com camadas de

microconglomerados arcóscicos (segundo Palain) intercalados com conglomerados ligados por dois ou mais tipos de rochas, e revelam episódios de fluxo recorrente de origem de áreas perto e fechadas da base da orogenia Varisca.

Megasequência 4

Formação de Pereiros

Nesta Formação, existe uma superfície transgressiva que é caracterizada por uma superfície de erosão que trunca um paleossolo carbonado avermelhado, que permite a existência de condições favoráveis para uma acomodação de espaço que seria suficiente para a organização de 2 parasequências prográdantes para Oeste (base da Formação de Pereiros). Estas, consistiam em intercalações de camadas margas areníticas e margas carbonatadas com fosseis marinhos [Isocyprina beds = C.14-15 em Choffat, 1894; = B2 em Palain, 1976] de origem de paleoambientes marinhos pouco profundos (zona de transição para offshore), que são sobrepostas por arenitos arcóscicos pouco maduros de granularidade grosseira a média, com estratificação cruzada de espinha de peixe [Clathropteris beds – C1 in Palain, 1976]. Nos afloramentos de Monforte-Cerdeiras, s.ClementeLamas, Pousafoles e Lameira-tola, ambas as sequências sedimentares mudam lateralmente para camadas areníticas imaturas, e existe uma diminuição da espessura da fácies arenítica laminada mais fina. É dentro desta área com uma maior posição paleogeográfica, e considerando que o topo das camadas Clathropteris, que se pode encontrar bastantes camadas com estruturas deformadas semelhantes aos depósitos de hummocky, lado a lado com outros derivados de eventos de queda. A sucessão sedimentar da Formação de Pereiros que aflora mais perto do topo consiste em intercalações de arenitos margosos (dolomítico e/ou calcário) e camadas pelíticas massivas ou laminadas com cores negras ou acastanhadas, marcas cúbicas de sal e raras laminações de gesso. Desde a MS1 até à MS4 encontra-se megasequências positivas que evoluíram desde camadas avermelhadas do interior até arenitos aluviais e lutitos, e dolomitos lagunares. A mesma sucessão também engloba camadas arenítico-pelíticas com estratificação de baixo ângulo, por vezes evidenciando movimentos oscilatórios de fluxo. As crostas dolomíticas são associadas a fendas de dessecação e por vezes apresentam brechificação. Localmente, na região de Avealar e Pereiros as sucessões sedimentares contêm camadas lenticulares de brechificação severa, que pode ser interpretada como camadas retrabalhadas com fragmentos de camadas dolomíticas finas. As bioturbações são frequentes e alteram a laminação original.

Existe uma desconformidade que corta esta Formação de Pereiros (MS4). Esta unidade regista processos sedimentares de ambientes evaporíticos (maré evaporítica) [Curtis et al., 1963; Shinn, 1983; Mazzullo, 2000] com oscilações na coluna de água, e conseqüentemente, variações no fluxo de sedimentos. O topo desta Formação sugere também mudanças favoráveis à Formação de lagunas limitadas por bancos areníticos ou barras areníticas de sedimentos dolomíticos laminados.

VII.2. Correlação de termos dos poços

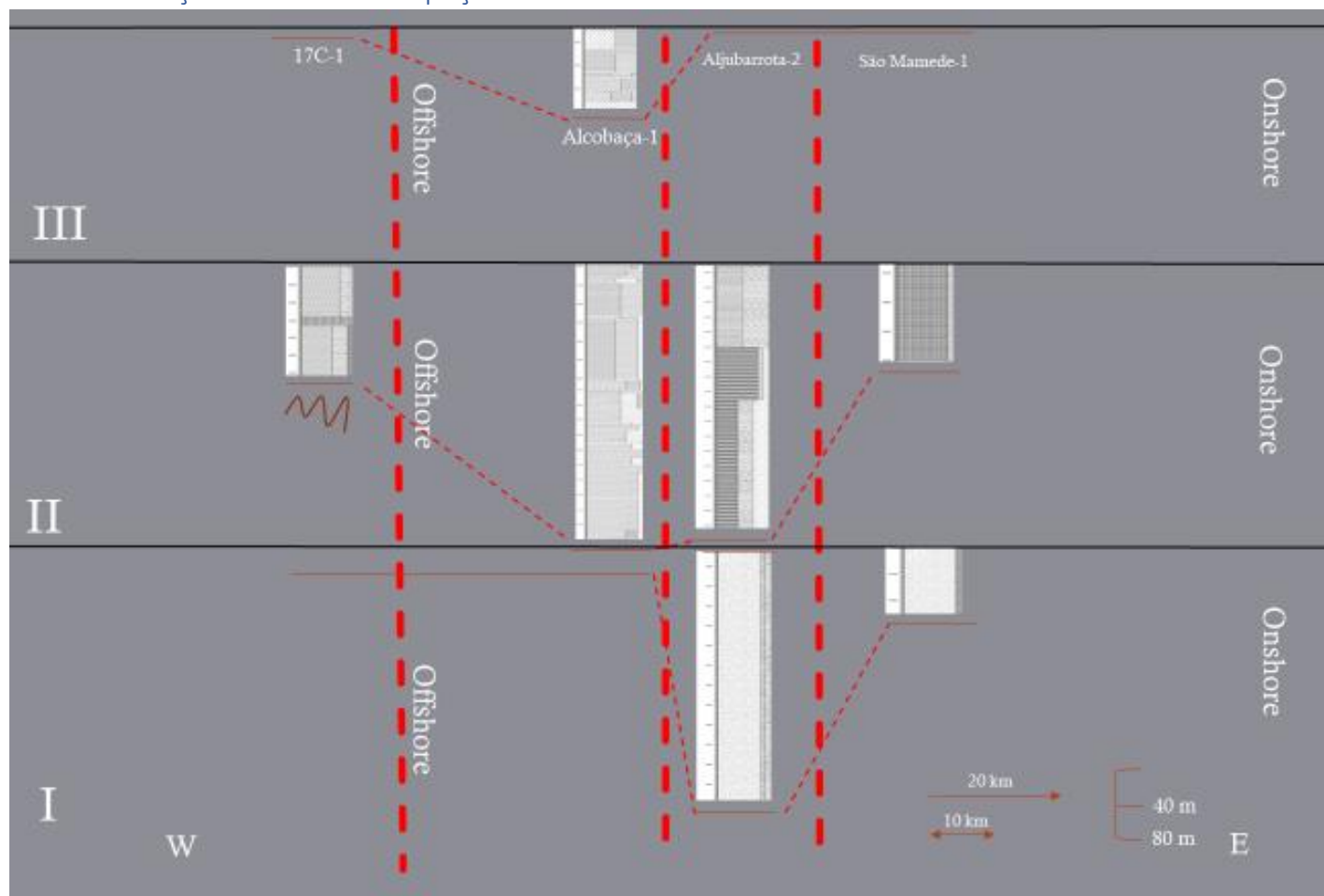


Figura VII.2. 1 Mapa com os poços divididos em termos na direção W-E. O traço ondulado laranja indica que atingiu a base da Formação de Silves.

VII.2.1 Os Termos

Esta dissertação pretende provar que, o Termo I corresponde à Formação Penela (Base termo B1 em Palain,1976), que o termo II corresponde à Formação de Castelo Viegas (topo termo B1 topo em Palain,1976) e que o termo III corresponde à base da Formação de Pereiros (termos B2+C2).A unidade B1 começa em todos as regiões com depósitos terrígenos de granularidade muito mais grosseiro do que as camadas que os sobrepõe. (Palain,1976)

A estratificação é irregular; Estratos lenticulares, estruturas de canalização e camadas oblíquas são a regra nesta base deste termo B1 (Palain,1976)

A cor das rochas pode ser vermelha, em particular, na base, ou bege a branca.

O termo I (Base do termo B1) é composto pelas mesmas litofácies que a base dos "Grés de Silves". Localmente, contém acidentes siliciosos intimamente ligados a arenitos com cimento silicioso (Palain,1976). Este termo I tem como litologia principal os arenitos, e certamente a abundância destes revela pouco por si só, no entanto a granularidade e o rolamento ajuda a entender a distância à origem destas camadas, O termo I é muito compacto e tem dezenas de metros de espessura com a mesma litologias sem grandes mudanças, o que leva a acreditar que não ocorrer grandes alterações climáticas aquando do preenchimento basinal. Por estas razões este termo foi associado à base da Formação B1).

O Termo II (topo da termo B1) é muito siltítico e argilitico, é encontrado uma granularidade menos grosseira do que na base da Formação, no entanto, Soares indica uma litologia de arenitos arcóscicos, esta mudança de granularidade deve-se à distância à fonte, onde a granularidade tende a diminuir. Muitas destas camadas possuem uma coloração vermelha acizentada, certamente associado à oxidação das margens fluviais argilosas aquando da sua exposição sub-aérea. Estas evidências são bons indicadores ambientais para auxiliar na percepção dos ambientes. Por esta razão este termo tem fáceis associáveis a este topo de Formação B1.

O termo III é bastante diferente dos restantes, embora tenha algumas semelhanças, a grande mudança é o aparecimento de percentagens muito significativas das litologias evaporíticas, embora ainda coexistindo com litologias terrígenas. A dolomite, a halite e anidrite dominam este termo, com alguma percentagem de siltitos e argilitos que não só demonstram esta transição termo II-termo III como são essenciais para a interpretação ambiental. O termo B2 substitui abruptamente o termo B1. A fauna de lamelibrânquios e gastrópodes, sistematicamente presente, está ligada a sequências com litofácies detríticas e dolomíticas, ou apenas a termos detríticos de granulometria fina. (Palain,1976). Esta passagem também é bastante acentuada por Soares *et al* 2012, as evidências evaporíticas tornam estes dois termos distinguíveis de uma forma relativamente simples.

VII.2.2. Correlação E-O

Tal como a figura VII.2.1 representa, os poços apresentados são maioritariamente *Onshore*, apenas foi utilizado o poço Offshore 17C-1 de forma comparativa para com os poços *Onshore*.

O poço 17C-1 é o primeiro poço representado de Oeste para Este e o último representado de Norte para Sul.

A espessura na zona *Onshore* é inconstante havendo um depocentro evidente, causa da espessura das unidades atravessadas pelos poços Alcobaça-1 e Aljubarrota-2.

Os poços *Onshore* considerados neste estudo foram 3, Alcobaça-1, Aljubarrota-2 e São Mamede-1, sendo que o poço Aljubarrota-1 não se considerou neste gráfico da figura VII.2.1, pois geograficamente, situa-se a Norte do poço Alcobaça-1, pois ficava fora da direção Oeste-Este, sendo substituído então pelo poço *Offshore* 17C-1.

Termo I

Os poços Aljubarrota-2 e São Mamede-1 foram os únicos que atingiram o Termo I nesta direção O-E, sendo que o poço Aljubarrota-2 foi o mais expressivo em termos de espessura.

Existiu um depocentro na bacia, no Triásico Superior, onde fica situado o poço Aljubarrota-2, talvez por isso que estas unidades atravessadas pelos poços tenham conseguido acumular esta quantidade de sedimentos ao invés das unidades atravessadas pelos poços adjacentes.

Segundo a lei de *Walther*, que refere que tudo o que é visualizado na vertical deve-se a essas mesmas fácies que existiram lateralmente no passado, podemos afirmar então que os arenitos do termo I estiveram em contacto lateral com os siltitos e argilitos do termo II, e se for o caso, com as litologias evaporíticas do termo III. Desta forma, o termo I do poço São Mamede é constituído pelas litologias mais proximais, e o termo III do poço 17C-1 as litologias mais distais.

As últimas litologias indicadas na pasta de poço Aljubarrota-2, indicam a deposição de maioritariamente arenitos, de rolamento angular a sub-angular, com grãos bem calibrados e cristalinos, apresenta também alguns siltitos e argilitos vermelhos acastanhados, com fauna e flora inexistente. Estas litologias estendem-se dos 3325 metros até à base do poço (3644 m), justamente o início e o fim do termo I. As últimas litologias indicadas na pasta do poço São Mamede I, indicam a deposição de grés fino e grosseiro, ligeiramente margoso, ferruginoso, vermelho, por vezes micáceo, com intercalações de margas vermelhas, gresosas, ligeiramente micáceas. No topo desta Formação é possível encontrar algum shale e vestígios de anidrite (nos 35 m iniciais). Estas litologias prolongam-se desde os 3300 até à base do poço, justamente o início e o fim do termo I.

Estes dois poços mostraram uma homogeneidade aquando da sua deposição sedimentar, a razão pela qual são apresentadas as últimas litologias deve-se à tentativa de entender se existiu, ou não, alterações significativas do clima aquando da deposição, de forma a que as fácies fossem diferentes da base para o topo. Neste caso, é possível afirmar que neste termo I, na zona *Onshore*, não se encontraram evidências para afirmar estas alterações climáticas significativas durante a deposição dos sedimentos. Desta forma, é crucial ter uma ideia da geometria da bacia, e da variação do seu clima ao longo da evolução da mesma.

Termo II

Todos os poços, neste trabalho, atingiram o termo II, isto é, todos os poços contêm uma percentagem de argilitos e siltitos significativa.

A espaço de acomodação de sedimento foi maior nas unidades atravessadas pelos poços Aljubarrota-2 e Alcobaça-1, ao invés das unidades atravessadas pelos poços adjacentes, por essa razão estes dois poços constituem o depocentro da bacia.

As litologias indicadas na pasta do poço 17C-1 correspondentes ao termo II (2300-2000m), mostram que, na zona basal, encontram-se argilitos e siltitos com alguns vestígios de arenitos transparentes, oxidados, de rolamento angular até rolados, e com boa calibração granular. Na zona mais superior deste poço, ainda no termo II, é de notar a presença de argilitos, shale e siltitos, maioritariamente vermelho acastanhado, micáceo com ocorrência de alguma anidrite, esta encontra-se maciça a meio deste termo II.

As litologias indicadas na pasta do poço Alcobaça-1 correspondentes ao termo II (3223-2723m), indicam, na base do termo II, e do poço neste caso (3223 m), siltitos que se encontram em abundância (60 %-100%), estes, com coloração vermelha moderada, ocasionalmente vermelho acastanhados, bastante compactos e consolidados, com granularidade média a muito grosseira, ligeiramente calcários, ocasionalmente a tender para arenitos. Regista-se também alguns silto-agilitos onde os grãos de quartzo são translúcidos e soltos e encontram-se firmes até moderadamente consolidados.

São encontrados ainda, vestígios de arenitos (até 10%) arcósicos, vermelho acastanhados, granularidade média a grosseira, moderadamente organizados, rolamento sub-angular a sub-rolado. Verifica-se a presença de cimento calcário, com uma matriz sitítica, com presença de grãos soltos e translúcidos de quartzo, de rolamento sub-angular a sub-rolado moderadamente calibrado.

Ainda é possível verificar vestígios de calcário dolomítico (40%) microcristalino, vestígios de grãos soltos castanhos acinzentados.

Na zona mediana do poço (2935 m), ainda dentro do termo II, são encontrados cerca de 70 % de siltitos de coloração vermelha moderada, ocasionalmente vermelho acastanhados, compactos, consolidados, ligeiramente calcários, ocasionalmente a tender para arenitos finos.

Contêm também cerca de 30% de argilitos, de coloração vermelha moderada, ocasionalmente vermelho acastanhados, em grumos, ligeiramente calcário a tender para siltitos. Destes 30%, 10% apresenta-se vermelho mais escuro, por vezes vermelho acastanhado, muito compacto, em grumos, trata-se de um argilito não calcário.

São encontrados também vestígios de arenitos arcósicos, cinzento claro, ocasionalmente limpo, de granularidade fina, calibração moderada, sub-angular e ocasionalmente sub-rolados com cimento dolomítico pobre e de pouca porosidade e sem fluorescência visível.

Na zona superior do poço associado ao termo II ,(2723 m) é possível encontrar 80% de argilitos, de cor vermelha clara e ocasionalmente vermelha acastanhada, suave, grãos muito lavados (os detritos estão separados da lama de sondagem), com evidências de anidrite.

É possível encontrar também, 10% de calcários pálidos, brancos, quase brancos e macios e 10% de anidrite, branca, macia, pálida e lavada.

As litologias indicadas na pasta de poço Aljubarrota-2, associadas ao termo II, indicam uma zona basal (3300 m) de shale calcário, com siltitos, arenitos e margas vermelhas, com alguma anidrite e arenitos presentes.

Numa zona mais mediana, deste mesmo poço (2930 m), é possível encontrar, maioritariamente margas vermelhas com palinomorfos do Triásico, de idade Carniana.

O topo deste poço (2895 m) contém essencialmente intercalações de siltitos e argilitos, com alguma presença de anidrite e dolomite, mas em quantidades pouco significativas, estas litologias evaporíticas só são encontradas mais no topo aos 2700 metros.

As litologias indicadas na pasta do poço São Mamede-1 associadas ao termo II, indicam que da base deste termo II (3300 m) até ao topo deste termo (3200 m) existe uma Formação constituída por argilas, e margas cinzentas e vermelhas em partes gresosas, com finas intercalações de grés fino a médio, cinzento e vermelho.

Este termo é o mais representado, e como tal tem bastante informação útil, a começar pelos poços explorados mais recentes (Alcobaça-1 e Aljubarrota-2), que têm uma quantidade de informação tão extensa que é possível dividir as unidades atravessadas pelos poços neste termo II em parte basal, parte mediana e parte superior. Os outros dois poços, visto que não são tão espessos, não foi necessário fazer essa divisão.

Neste termo II, as unidades atravessadas pelos poços Aljubarrota-2 e Alcobaça-1, foram as menos homogéneas, ambos os poços apresentam variações de fácies algo significativas da base para o topo. Isto indica que existiram maiores alterações aquando da deposição sedimentar destas unidades atravessadas pelos dois poços do que nas restantes unidades atravessadas dos restantes poços.

O poço 17C-1 também apresenta algumas variações de fácies, no entanto, este termo II tem uma expressão pouco significativa neste poço. Assim sendo, é possível que não seja tão claro afirmar a existência destas variações ambientais.

Claramente, o poço São Mamede-1 foi o poço onde as unidades do termo II atravessadas foram mais homogéneas.

Termo III

O único poço que atingiu o termo III nesta direção O-E foi o poço Alcobaça-1, este poço atingiu este termo aos 2723 metros e terminou aos 2623 metros, as litologias indicadas na pasta de poço que estão associadas a este termo III são as seguintes:

Na zona mais basal (2723 m), deposita-se 100 % de sal, branco claro, consolidado, em grumos, com brilho vítreo e de clivagem sub-euédrica.

Na zona mediana é possível encontrar, 50% de argilitos, vermelho escuro a vermelho acastanhado, macio, muito lavável, a tender para siltitos. 40 % de siltitos, vermelho escuro por vezes vermelho acastanhado, consolidado e com evidências cálcarias, 10% de calcários, consolidados, microcristalinos e em grumos.

No topo desta Formação associada ao termo III, é possível encontrar, 30-90 % de sal, transparente, translucido, ocasionalmente branco leitoso, firme, sub-euédrico e polido. São encontradas evidências até 60 % de argilitos, cinzento muito escuro até cinzento acastanhado, moderadamente consolidado, amorfo, a tender para silte e um pouco calcário.

O único poço a atingir o termo III nesta direção E-O (Alcobaça-1), através das litologias indicadas da base para o topo, parecem ter-se depositado num ambiente algo instável devido à variação de fácies, mesmo tendo em conta a pouca espessura deste poço neste termo.

Em suma, é possível notar que existe uma diferença litológica nas unidades atravessadas pelos poços dentro de cada termo. Nos termos I e III não é tão acentuada essa diferença, talvez devido a uma idade onde não existiram alteração bruscas de ambientes, ambientes estes, que irão ser aprofundados na discussão.

O termo II é a melhor representação destas variações litológicas e consequentemente, ambientais, não só porque é o que está melhor representado devido ao facto de todos os poços o constituem, como também é o mais heterogéneo em termos de fácies.

VII.2.3. Correlação N-S

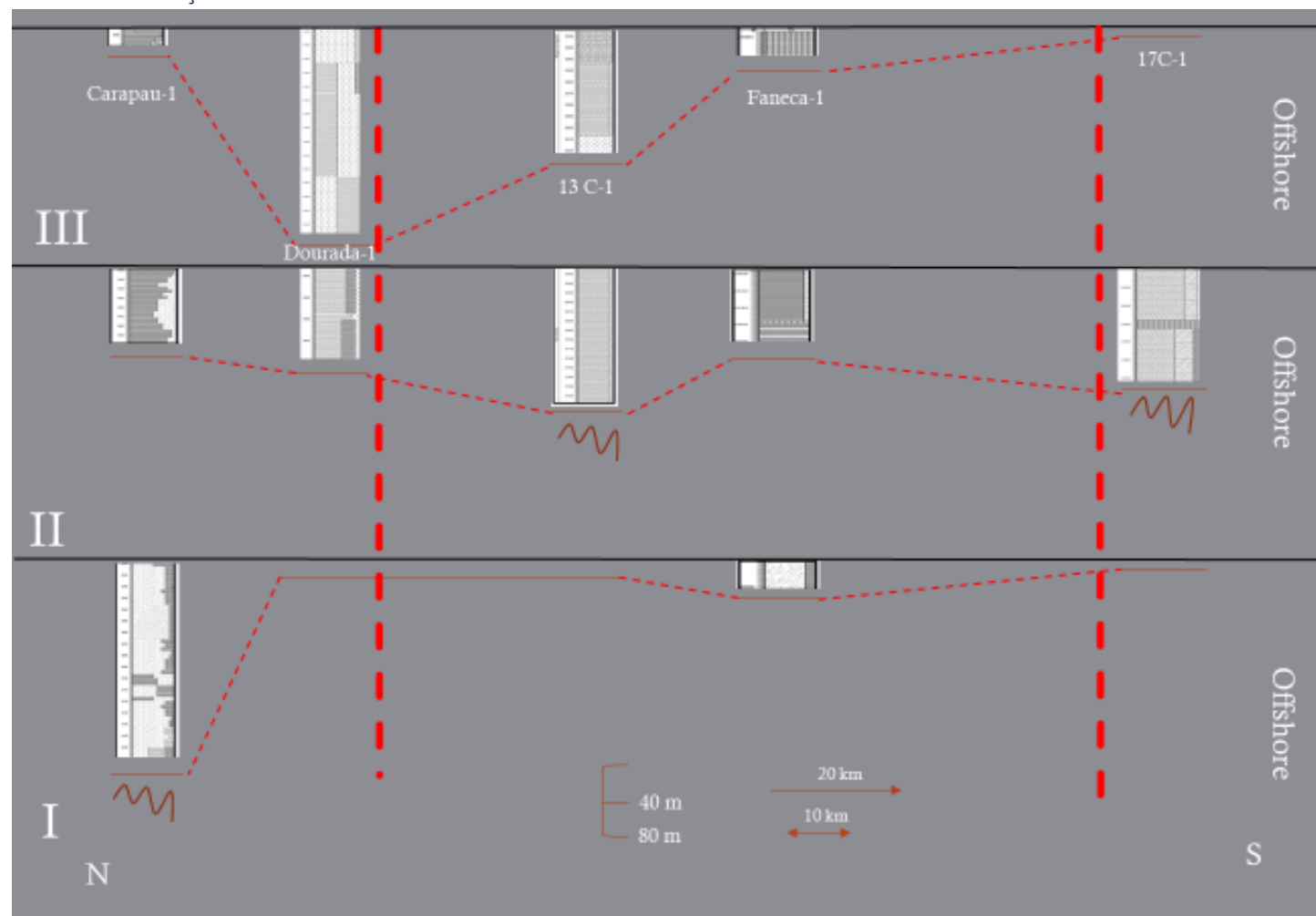


Figura VII.2.3. 1 Mapa com os poços divididos em termos na direção N-S (Offshore). O traço ondulado laranja indica que atingiu a base da formação de Silves.

É possível verificar pela imagem VII.2.3.1 que há uma diminuição tendencial de espessuras das unidades atravessadas pelos poços de Norte para Sul, sendo que o poço de maior espessura é o Carapau-1 e o poço de menor espessura é o 17C-1.

Dos 4 poços que atingem a base da formação 2 deles encontram-se a *Offshore*.

Existe uma clara diminuição de espessura das unidades atravessadas pelos poços, de Norte para Sul, sendo que não existe nenhum depocentro evidente.

Termo I

Na zona *Offshore* o termo I é pouco representativo, apenas o poço mais a Norte (Carapau-1) o contém de forma mais significativa. O poço Faneca-1 também é constituído por este termo mas em apenas aproximadamente 20 metros.

Na zona *Onshore* o termo I tem um padrão semelhante ao da zona *Offshore*, apenas 2 poços o constituem.

O poço Carapau-1 foi o único que atingiu a base do Grupo de Silves, segundo as litologias definidas pelo termo I (2170-2000m). As litologias destas unidades atravessadas pelos poços, perto da base, indicadas na pasta de poço são, shale e arenitos, sendo que os arenitos se encontram em dominância. Os grãos destas litologias são mal calibradas e apresentam um rolamento sub-anguloso, chegam a ser encontrados alguns conglomerados. A granularidade varia de média a grosseira na zona basal deste poço.

As litologias da zona mediana e zona superior deste poço associado ao termo I, mantêm-se regulares e congruentes ao resto do poço, os arenitos dominam e o shale é a litologia secundária, sendo que, apenas em cerca de 10 metros, o shale e os arenitos encontram-se na mesma quantidade (50%-50%).

O poço Faneca-1 atingiu o termo I numa espessura pouco significativa (2600-2580m), as litologias que se destacaram foram os arenitos translúcidos até vermelho acastanhados. Apresenta uma granularidade fina a muito grosseira, grãos pouco ordenados, de rolamento sub-angular com sílica cimentada, em algumas partes bastante argiloso e dolomítico, de fraca porosidade.

Estas unidades atravessadas por estes dois poços, não apresentam variações litológicas suficientemente significativas neste termo, para poder afirmar uma alteração brusca de ambientes aquando da deposição sedimentar destas unidades litostratigráficas, sendo assim, as unidades atravessadas pelos poços, são bastante homogéneas.

Tal como foi referido nos poços *Onshore*, estas litologias areníticas, por vezes conglomeráticas, são congruentes com as litologias apresentadas na formação de Penela (Soares,2012), representada como termo I neste estudo, como será aprofundado na discussão. A informação litológica é mais escassa no termo I devido ao reduzido número de poços que o atravessaram, e visto que, os poços na sua maioria são datados dos anos 70 as informações não são tão completas como em alguns poços *Onshore*.

Termo II

Este termo é o mais abundante em todos os poços, todas as unidades atravessadas pelos poços atingiram este termo II.

Dois dos três poços que atingiram a base do grupo de Silves, atingiram-na segunda as litologias definidas pelo termo II.

O poço Carapau-1, na espessura associada ao termo II (2000-1920m), apresenta uma maior quantidade de shale e apresenta os arenitos como a litologia secundária, contrariamente do que se verifica no termo I.

As litologias da pasta de poço associados ao termo II, indicam uma quantidade de 60 % de shale, predominantemente vermelho acastanhado, suave até consolidado e não calcário. 40% são arenitos de granularidade média a grosseira, de grãos sub rolados a rolados limpos, ocasionalmente com grãos soltos.

O poço Dourada-1 na espessura associada ao termo II (3620-3530 m), apresenta na sua maioria argilitos de cor castanha a castanha avermelhada, em certas zonas, castanho claro a acinzentado, consolidados, em grumos a tender para shale, lascado, ligeiramente anidritico, micromicáceo e em algumas zonas ligeiramente siltoso. Os arenitos começam a aparecer em maior quantidade com a profundidade, de granularidade fina a grosseira, bem rolado. São encontrados também grãos de quartzo congelados e evidências de cristais de quartzo autigénicos. Estes argilitos encontram-se intercalados com halite, embora esta seja a litologia menos dominante nesta zona das unidades atravessadas pelos poços.

O poço 13C-1, na espessura associada ao termo II, apresenta predominantemente argilitos com pequenas evidências de anidrite e shale, sendo que, no topo deste termo II é verificado uma camada espessa de halite que marca a entrada do termo III.

O poço Faneca-1, na espessura associada ao termo II (2580-2500m), apresenta essencialmente shale vermelho acastanhado, consolidado, não calcário e em algumas zonas siltoso e micáceo. Este shale tem algumas intercalações raras de dolomite, alguns siltitos e de arenitos laminados, que se vão pronunciar à medida que se atinge a zona basal.

O poço 17C-1, na espessura associada ao termo II (2300-2000m), como já foi referido acima aquando da orientação de poços Oeste-Este, mostram que, na zona basal encontram-se argilitos e siltitos com alguns vestígios de arenitos transparentes, oxidados, de rolamento angular até rolados e com boa calibração granular. Na zona mais superior deste poço, ainda no termo II, é de notar a presença de argilitos, shale e siltitos, maioritariamente vermelho acastanhado, micáceo com ocorrência de alguma anidrite, esta encontra-se maciça a meio deste termo II.

De uma forma geral, é visível que todas as unidades atravessadas pelos poços parecem ser bastante homogêneas, excetuando as unidades atravessadas pelos poços 17C-1, que, como foi referido anteriormente, tem algumas variações de fácies da base para o topo.

Termo III

Este termo sugere a passagem do Grupo de Silves do Triásico para a Formação Dagorda do Hettagian, portanto é um termo transacional de formações onde litologias mais terrígenas começam a coexistir com litologias evaporíticas predominantes.

Todos os poços *Offshore* atingiram este termo III, excetuando o poço mais a Sul, o poço 17C-1, sendo que o poço Dourada-1 foi o que atingiu maior espessura e o poço carapau-1 menor espessura associados ao termo III.

O poço Carapau-1, na espessura associada ao termo III (1834-1828m), é composto por intercalações de shale, de coloração vermelha acastanhada, dolomite e anidrite, estas litologias evaporíticas apresentam-se lustrosas, argilosas, calcárias e apresentam-se bastante consolidadas.

O poço Dourada-1, na espessura associada ao termo III (3530-3240 m), apresenta, na zona basal deste termo III, uma quantidade de argilitos maior do que a quantidade de dolomite e anidrite. Estas litologias evaporíticas, são, no entanto, a litologia dominante em direção ao topo deste termo e, portanto, dos 3240 metros. Os argilitos apresentam-se com uma coloração vermelho acastanhado claro a cinzento claro, são macios, de textura terrosa a tender para consolidada. Ocorrem em grumos ocasionalmente consolidados, em algumas partes, ligeiramente micromicáceo e siltítico, ocasionalmente dolomítico e anidritico, por vezes encontram-se ocorrências raras de veios fibrosos de anidrite. A dolomite encontra-se moderadamente cristalina, quebradiça até consolidada, em algumas partes argilosa, e com veios de calcite, verifica-se também disseminada com anidrite branca amorfa, com porosidade intercristalina de baixa a moderada.

O poço 13C-1, na espessura associada ao termo III (2255- 2148 m), é composto por intercalações de argilito e de sal, com um grande bloco maciço de Halite na base deste termo III (20 m), e com uma grande quantidade de calcário maciço (27 m de espessura) no topo deste termo.

O poço Faneca-1, na espessura associada ao termo III (2500-2480m), apresenta uma camada espessa de dolomite (20 metros), de coloração cinzenta e criptocristalina, existem também algumas evidências de laminações areníticas, de grão fino a grosseiro, com rolamento sub-angular, e grãos mal calibrados.

Neste termo III, apenas o poço Dourada-1 parece indicar uma deposição mais irregular da base para o topo, de resto todos os poços neste termo são bastante homogêneos.

VIII. Correlação com os Logs de Palain (1976)

Os LOGs dos afloramentos de Palain, representados neste trabalho, encontram-se geograficamente mais próximos do poço Onshore São Mamede-1, sendo que este poço situa-se a Oeste dos afloramentos da região de Casais e Ceras.



Figura VIII. 1 Mapa com os poços divididos em termos na direção W-E com a adição dos afloramentos de Palain, 1976, do sector 6 Areias-Tomar, mais a Este. O traço ondulado laranja indica que atingiu a base da Formação de Silves.

VIII.1 LOG de Casais

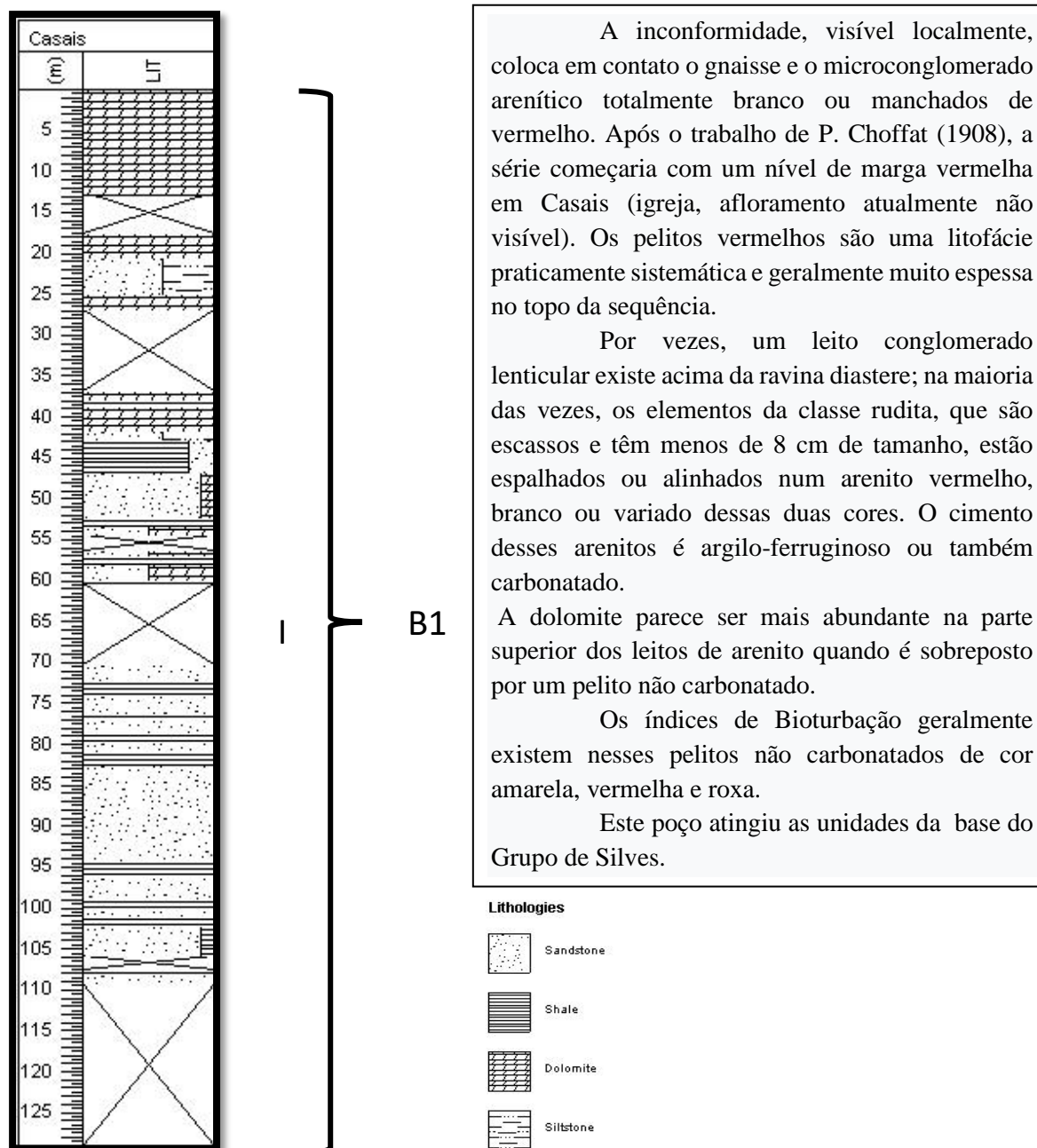


Figura VIII.1. 1 LOG do afloramento de Casais, correspondente do setor 6 Areias-Tomar, do trabalho de Palain, 1976.

VIII.2 LOG de Ceras



Figura VIII.2. 1 LOG do afloramento de Ceras, correspondente do setor 6 Areias-Tomar, do trabalho de Palain,1976

VIII.3 Análise litostratigráfica

O afloramento de Palain encontra-se a *Onshore*, a Este dos poços *Onshore* analisados, e contém uma espessura inferior às unidades atravessadas por esses poços, embora o afloramento de Palain da região de Casais tenha atingido a base do Grupo de Silves.

Os afloramentos de Palain têm espessuras bastante inferiores às as unidades atravessadas pelos poços e litologias mais diversas, com variações métricas. Ambos os afloramentos são de espessura semelhante, embora o afloramento de Casais seja um pouco mais espesso e tenha atingido a base do Grupo de Silves.

Os afloramentos de Palain pertencem ao termo B1, definido pelo autor, embora seja possível dividir esse termo em 2 sub-divisões podendo assim correlacionar com os 3 termos por mim definidos. Nestes dois afloramentos apenas se considerou o termo I devido à pequena espessura apresentada, à dominância dos arenitos, devido à ausência ou raramente visível dos siltitos, e à presença de dolomitos no topo destes afloramentos, que podem indicar a presença da camada de Melhorado referidas por Soares.

Os arenitos são, de facto, a litologia mais abundante e a mais coincidente com a chegada à base do Grupo de Silves coincidentemente com a informação bibliográfica recolhida e com a maioria dos poços analisados.

Existem algumas lacunas métricas no afloramento de Palain, provavelmente devido a zonas do afloramento cobertas com vegetação ou de acesso condicionado, no entanto foi possível comparar com o termo acima referido.

IX. Discussão

Todos os poços estudados em todas as direções alinhadas geograficamente atingiram, pelo menos, um dos três termos, ou até a totalidade dos termos considerados nesta dissertação. Estes termos facilitaram a compreensão estratigráfica das unidades atravessadas pelos poços *Onshore* e *Offshore*. Desta forma, ajudam, não só através das litologias, mas também da granularidade, rolamento, calibração, coloração e lavagem dos sedimentos presentes, a definir os ambientes deposicionais de cada uma das unidades litostratigráfica associada aos termos.

Termo I

Assumindo as últimas litologias dos poços São Mamede-1, Aljubarrota-2, Carapau-1, Faneca-1, LOG de Ceras e Casais, pode-se elaborar uma teoria que confirme que este termo I está presente numa das formações estudada por Soares. Neste caso, o termo I seria representado pela Formação de Penela, pois, segundo o trabalho de Soares, da base (Fm Conraria) para o termo I (Fm Penela) ocorre um aumento de grandes seixos de xisto e quartzito em suspensão associados a fácies muito grosseiras e imaturas de areias arcósicas.

Estes poços estudados que atingiram o termo I, indicam características semelhantes, tal como a deposição de grés fino e grosseiro (São Mamede-1), e deposição de maioritariamente arenitos, de rolamento angular a sub-angular (Aljubarrota-2, Carapau-1 e Faneca-1). Este rolamento e heterogranularidade indicam não só uma imaturidade, mas também a confirmação destas deposições areníticas confirmadas no trabalho de Soares e nos afloramentos de Palain aqui referidos. As litologias Gnaisse são encontradas nos afloramentos de Palain de Ceras e Casais, o que indica mais uma evidência granular de ambiente proximal, devido ao facto de ser proveniente de arenitos arcósicos e estes serem de granularidade média a grosseira.

Segundo evidências tectónicas, as formações mais perto da zona proximal acarretam maior quantidade de sedimento (Soares, 2012). Os poços representados com o termo I apresentam espessuras semelhantes aos dos afloramentos na Formação de Penela. Os poços da região de Ceras e Casais vieram ajudar à confirmação de um modelo tectono-sedimentar da bacia: estes afloramentos, não sendo muito espessos no termo I, confirmam o depocentro basinal na área mais a Este (zona proximal), onde, embora estas unidades atravessadas pelos poços tenham alguma espessura, este depocentro continua a situar-se onde foi perfurado o poço Aljubarrota-2.

O topo desta Formação (Penela) é uma sucessão pedogénica de pelito-arenitos de superfícies de inundação vermelha acastanhada, com nódulos irregulares de carbonatos e fácies dolomítica- camadas de Melhorado [Soares, 2012]. Foram encontradas estas litologias de superfície de inundação intercaladas com os arenitos nos dois poços que atingiram o termo I a Onshore. Foram encontradas também, evidências dolomíticas no topo do termo I do poço Aljubarrota-2, Faneca-1 e no afloramento de Casais e Ceras, que podem ser vestígios das camadas de Melhorado, estas ocorreram na transição do termo I para o termo II.

	CHOFFAT [1894]	PALAIN [1976]		SOARES [2012]		Este trabalho
Hettangian ? Middle to Late Triassic ?	C.16 Couches de Pereiros	C	C2	D3c	Pereiros Formation (60-40m)	Formação Dagorda
	C.13 to C.15		C1	D3b	Clathropteris Beds Isocyprina Beds	
	C.12		B2	D3a	CL	III
	Grès à nuances claires	B	B1		Castelo Viegas Formation (130-80m)	II
	C.11 C.10			D2b	CL Melhorado Beds	
	Grès à rouge brique	A	A2	D2a	Penela Formation (120-100m)	I
	C.9 C.8 C.3 C.2		A1		CL Votzia Beds	
					Conraria Fm. (120-0m)	Basement
				D1		
					Silves Group	

Figura IX. 1 Tabela comparativa dos trabalhos de Choffat, 1894, Palain, 1976, Soares 2012 e o presente trabalho, adaptado de Soares, 2012.

Considerando que este termo I corresponde à Formação de Penela, associado à megasequência 2 (MS2) do trabalho de Soares, 2012 é possível indicar que as litologias apresentadas são semelhantes. Uma sucessão com maioritariamente arenitos conglomeráticos (Soares, 2012), apresentam espessuras variadas dependendo da sua região, e do espaço de acomodação de sedimentos.

Estas informações são verificadas pelos poços mais a Este onde o termo I está representado, as litologias associadas a este termo verificam-se serem de zonas mais proximais, não só pela sua granularidade, mas também pelo seu rolamento e imaturidade.

O ambiente de deposição mais comum neste termo I, foi de um sistema de canais fluvial meandriforme [Soares, 2012], devido às intercalações dos grés com as margas ferruginosas das unidades atravessadas pelo poço São Mamede-1, e com os arenitos cristalinos e grosseiros das unidades atravessadas pelo poço Aljubarrota-2. Embora exista predominância dos grés, estas litologias poderão corresponder a barras de acreção lateral arenosas e argilas de superfície de inundação. Tomando o exemplo dos rios meandriformes, os principais constituintes são os canais fluviais principais que vão dar origem a barras de acreção lateral, consoante o fluxo helicoidal do canal sinuoso; as planícies de inundação que constituem as margens argilosas dos canais arenosos e os depósitos de crevasse, vão transbordar as margens do canal principal trazendo arenitos do fundo do canal e argilas em suspensão. Todos estes constituintes provam que o canal estava encaixado numa vertente algo inclinada, e por essa razão o canal principal foi-se movendo lateralmente consoante a erosão marginal causada pela força da água. Assim sendo, se um poço for furado num determinado local, é de esperar encontrar esta intercalação dos arenitos e argilitos avermelhados, devido à oxidação do óxido de ferro, desde camadas decimétricas (crevasse) a decamétricas (barras de acreção lateral).

Os 4 poços que atingiram este termo têm uma constituição bastante homogénea, o que leva a acreditar que não existiram alterações climáticas significativas durante este período de deposição.

Na zona *Onshore* existem falhas a separar todas as unidades atravessadas pelos poços, o que pode justificar a ausência de um padrão regular de uma forte comparticipação tectónica, talvez por isso se verifique taxas de subsidência diferentes das unidades atravessadas de poço para poço. Na zona *Offshore* existe uma falha principal (falha da Nazaré) que poderá ter alterado a taxa de subsidência de alguns poços, mas só afetou o poço 17C-1 de forma a que este poço não tenha uma espessura tão significativa.

No entanto, os poços adjacentes podem ser mais espessos dependendo da ação da falha: se soergueu a porção de solo mais próxima diminuiu o espaço de acomodação de sedimentos, se subsidiu esse mesmo bloco aumentou o espaço de acomodação de sedimento. Esta última opção é o caso do poço Aljubarrota-2 e o poço São Mamede-1 no período de deposição do termo I, estes poços estão lateralmente muito próximos, embora separados por uma falha, fazendo com que as unidades atravessadas pelo poço Aljubarrota-2 tenha uma espessura bastante mais significativa e por isso tenha ocorrido maior subsidência deste bloco.

Termo II

Este termo II é comparável à Formação de Castelo Viegas apresentada por Soares em 2012, os sistemas de canais fluviais mostram um preenchimento e uma geometria complexa e variável, associada a níveis pedogénicos, que foram reajustados como uma função primária de flutuações do nível de base (Soares, 2012). Os poços que atingiram o termo II mostram que, desde a base deste termo até ao topo, houve mudanças algo significativas na litologias e estruturas sedimentares. Estas mudanças indicam uma alteração de ambientes da base para o topo, a heterogeneidade das unidades atravessadas pelos poços, tanto *Onshore* como *Offshore* é mais acentuada neste termo II, confirmando estas alterações ambientais num curto espaço de tempo. As alterações do nível de base e a geometria complexa são indicadores dessas alterações de ambientes. Uma visão geral, mostra que existe evidências de um movimento positivo lento que começou depois de um intervalo de uma tendência negativa rápida (Soares, 2012).

A Formação de Castelo Viegas apresenta, no geral, uma transformação, não só da área deposicional (planície litoral aberta a Oeste e delimitada internamente por relevos sub-meridionais da meseta ibérica), mas também do paleoclima [mais seco, segundo Palain, 1976], com a imposição de uma mudança significativa no ambiente geoquímico- arenitos claros (Soares, 2012). A mudança do paleoclima enunciada por Soares e Palain é verificada neste termo II pois é de notar alguns vestígios de evaporitos entre as camadas argiliticas e siltíticas de topo, o que indica um ambiente que vai aumentando o nível de aridez à medida que se aproxima do topo. Estes vestígios de evaporitos indicam a presença de um lago efémero (presença temporária de água) durante um período de seca constante (Sabhka).

As fácies mais comuns são, arenitos arcósicos grosseiros a muito grosseiros, e imaturos, por vezes com camadas de microconglomerados arcósicos (segundo Palain), intercalados com conglomerados ligados por dois ou mais tipos de rochas, e revelam episódios de fluxo recorrente de origem de áreas perto e fechadas da base da orogenia Varisca (Soares, 2012).

Estas litologias areníticas conglomeráticas são mais recorrentes em zonas mais proximais, e foram encontradas no bordo Este da bacia. As litologias das unidades atravessadas pelos poços, que se encontram para zonas mais distais mas ainda dentro desta Formação, indicam uma diminuição de granularidade sedimentar para Oeste, assim sendo, os siltitos são as litologias mais recorrentes neste termo II.

As litologias e estruturas sedimentares da base da formação neste termo II e no topo desta formação dentro deste termo, indicam que organização sedimentar da MS3 apresenta um fluxo de um sistema fluvial entrancado a nível basal [Bridge and Tye, 2000], mas muda na parte superior para um estilo mais meandriforme com sinuosidade variável [Soares, 2012 in Miall, 1988; Dinis, 1999]. Seguindo o exemplo do poço Alcobaça-1, na base é possível encontrar uma predominância de siltitos e alguns arenitos grosseiros, que indicam uma quantidade de carga de fundo de canal fluvial maior, típico de um ambiente mais entrancado. Já no topo é possível encontrar os argilitos em dominância que corresponde à carga em suspensão dos rios menadriformes.

Tal como foi referido no termo I, a diminuição de espessuras das unidades atravessadas pelo poço Aljubarrota-2 para o poço São Mamede-1 ocorre também neste termo II, o que indica um maior controlo estrutural desta falha em relação a outras nesta mesma direção Este -Oeste, pois esta foi contemporânea à deposição das unidades atravessadas pelo poço Aljubarrota-2 no termo I, e foi reativada no termo II. Por essa razão é visível o padrão de diminuição de espessuras entre estes poços no termo I e II. Na zona Offshore existe uma falha principal (falha da Nazaré) que poderá ter alterado a taxa de subsidência das unidades atravessadas pelo poço 17C-1, de forma a que estas unidades não tenham uma espessura tão significativa neste termo II.

As unidades atravessadas pelos poços que sofreram uma subsidência mais significativa foram os poços Alcobaça-1 e Aljubarrota-2, as unidades atravessadas por estes poços marcam o depocentro da bacia neste período. Nos poços N-S não se verifica uma alteração tão significativa destas espessuras, sendo que as unidades atravessadas pelos poços 17C-1 e 13C-1 foram as mais espessas e atingiram a base da Formação.

Termo III

Este termo III apenas é representado no poço de Alcobaça-1, e como se pode verificar, apresenta-se com grandes quantidades de sal, no entanto ainda contém uma grande quantidade de siltitos e argilitos. Este termo III parece estar associado à base da Formação de Pereiros (B2+C1 em Palain, 1976). Nesta Formação, existe uma superfície transgressiva que é caracterizada por uma superfície de erosão que trunca um paleossolo carbonatado avermelhado, que permite a existência de condições favoráveis para uma acomodação de espaço que seria suficiente para a organização de 2 parasequências prográdantes para Oeste (base da Formação de Pereiros). Estas consistiam em intercalações de camadas margas areníticas e margas carbonatadas com fosseis marinhos [Isocyprina beds = C.14-15 em Choffat, 1894; = B2 em Palain, 1976] de origem de paleoambientes marinhos pouco profundos (zona de transição para *Offshore*) (Soares, 2012).

É possível verificar que, nas unidades atravessadas pelos poços que atingiu este termo III, as mesmas litologias estão presentes, uma intercalação de margas cinzentas e rochas evaporíticas são o padrão principal deste termo e deste poço. Este termo III é representado com uma espessura pouco significativa, pois as evidências evaporíticas nesta zona provêm de ambientes mais distais ou deprimidos de ambientes deposicionais áridos, onde pode existir acumulação temporária de água. Essa água pode ser de escorrência superficial, ao longo da superfície de pedimentação (Playas) ou água infiltrada nas areias e que surge freaticamente em áreas deprimidas (Sabhkas). A sua evaporação promove a precipitação de sais e acumulação de depósitos evaporíticos. No poço Alcobaça-1 é de notar que o termo III contém bastante anidrite e dolomite, tal como bastantes argilitos e margas vermelhas, o que vai de encontro com as litologias esperadas nestas zonas mais distais. Neste caso visto que existe anidrite e dolomite presente é possível que tenha ocorrido precipitação química da anidrite a partir da água intersticial dos poros inter-granulares, em regiões desérticas com águas freáticas sazonais.

Segundo Soares, a sucessão sedimentar da Formação de Pereiros que aflora mais perto do topo, consiste em intercalações de arenitos margosos (dolomítico e/ou calcário), e camadas pelíticas massivas ou laminadas com cores negras ou acastanhadas, marcas cúbicas de sal e raras laminações de gesso.

Esta informação corresponde as litologias siltíticas e argiliticas com presença de anidrite e dolomite nas unidades atravessadas pelo poço Alcobaça-1, tomando assim este topo como a passagem da base Formação de Pereiros, para a zona mediana desta formação que marca a passagem do triásico superior para o Hettagiano, onde as formações evaporíticas vão ser as mais predominantes.

Existe uma falha que separa as unidades atravessadas pelos poços Dourada-1 e 13C-1 na direção N-S, que indica que existiu uma maior subsidência das unidades atravessadas pelo poço Dourada-1 neste termo III, embora não se verifique esse padrão da falha no termo II.

Existe uma falha na zona Onshore, entre as unidades atravessadas pelos poços Alcobaça-1 e Aljubarrota-2, que pode ter subsidido o bloco correspondente a este termo III do poço Alcobaça-1. Desta forma, este poço é o único poço que tem expressão neste termo III. Esta falha parece ter ocorrido após a deposição do termo II pois esta diminuição de espessura não ocorre nestes dois poços (Alcobaça-1 e Aljubarrota-2) aquando da deposição das litologias associadas ao termo II.

Certamente é visível que o depocentro basinal neste termo III ocorre, a nível Onshore, no poço Alcobaça-1 e a nível Offshore no poço Dourada-1, sendo que é mais profundo e mais acentuado a nível de largura na zona Offshore.

X. Conclusão

Os nove poços de exploração de pesquisa de hidrocarbonetos analisados na Bacia Lusitânica, *Onshore* e *Offshore*, apresentam uma variabilidade de litologias que permitiu serem definidos três termos distintos. Essa divisão foi usada em todo o trabalho, e foi possível comparar com a bibliografia confirmando algumas das observações e interpretações de Palain (1976) e de Soares *et al.*, 2012.

O termo I corresponde à parte inferior do termo B1 de Palain (1976) e à Formação de Penela (Soares *et al.*, 2012). A maioria dos poços e afloramentos estudados nesta dissertação apresenta como o topo deste termo I as "Camadas de Melhorado" (Soares *et al.*, 2012), uma intercalação métrica de níveis evaporíticos no seio de unidades areníticas. O termo II corresponde à parte superior do termo B1 de Palain (1976) e à Formação de Castelo Viegas de Soares *et al.*, 2012. O termo III corresponde aos termos B2 e C2 de Palain (1976) e à parte inferior da formação de Penela de Soares *et al.*, 2012.

Nos poços mais orientais, encontra-se uma maior quantidade de sedimentos com litofácies (granularidade, estruturas sedimentares, rolamento e calibração dos grãos) correspondentes a ambientes mais proximais, enquanto nas áreas mais para Oeste encontram-se sedimentos de características mais distais.

Os ambientes de deposição destas unidades litostratigráficas, associados a estes três termos, são todos continentais, variando, porém, de Termo para Termo e mesmo, por vezes, dentro de um mesmo Termo. O ambiente de deposição no Termo I foi de um sistema de canais fluviais meandriformes. No Termo II o ambiente variou ao longo do tempo, correspondendo na base a um ambiente fluvial entrançado e para o topo a um ambiente mais meandriforme com sinuosidade variável. No termo III o ambiente foi claramente mais evaporítico embora com influências terrígenas, apontando para a existência de *Sabhas* ou *Playas* com acarreios terrígenos distais.

Para além das variações de fácies, a variação de espessuras de cada Termo, das unidades atravessadas de poços para poço, indicia subsidências diferenciadas, em relação à movimentação coeva de falhas. Essas variações são detetáveis tanto na direção N-S como na direção E-W, permitindo identificar blocos com subsidência distinta em diferentes momentos do preenchimento sedimentar ao longo do Triásico superior da região estudada, criando assim uma topografia irregular com blocos rodados devido à reativação de falhas do soco Hercínico.

Para detalhar e tornar mais robusta este ensaio de correlação, seria interessante analisar novos afloramentos entretanto criados, nomeadamente pela abertura da Auto-estrada T.Novas-Tomar-Coimbra. Nesses afloramentos até poderiam ser usados métodos como a espectrometria de Gamma-Ray, que permite distinguir muito claramente os argilitos dos arenitos, o que facilitava em grande parte este trabalho das divisões por termos e o estabelecimento de padrões aplicáveis depois à interpretação das diagrfias dos poços. Desta forma, ao consolidar as conclusões formadas neste estudo detalhado com os trabalhos em afloramento ou em poço exploratório, poderia ser possível numa fase mais tardia, através de outros métodos mais específicos com a ajuda da literatura, indicar se seria possível indicar se os arenitos do termo I seriam bons reservatórios de hidrocarbonetos.

XII. Bibliografia

- Alves, T. M., Manuppella, G., Gawthorpe, R. L., Hunt, D. W., & Monteiro, J. H. (2003). The depositional evolution of diapir- and fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedimentary Geology*, 162, 273.
- Aslan, A., Autin, W. J., & Blum, M. D. (2005). Causes of river avulsion: insights from the late Holocene avulsion history of the Mississippi River, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 75(4), 650-664.
- Atrops, F. e Marques, B. (1988). Précisions stratigraphiques sur les formations à ammonites du Jurassique supérieur dans le massif du Montejunto (Nord du Tage, Portugal). In: Rocha, R. B. & Soares, A. F. (Eds.), *2nd Int. Symp. Jur. Strat.* I, 505-516, Lisboa.
- Azerêdo, A. C., Wright, P. V., & Ramalho, M. M. (2002). The Middle–Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, 1339-1370.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H. e Manuppella, G. (2003). *Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio*. Cad. Geol. Portugal, Inst. Geol. Mineiro, 43 p
- Azerêdo, A. C. e Cabral, M. C. (2004). Bio-sedimentary signatures of high-frequency salinity/subaerial exposure changes: examples from the Oxfordian of Portugal (Cabaços Formation). *Riv. Italiana Paleont. Stratigrafia*. 110 (1), 231-238
- Azerêdo, A. C., Silva, R. L., Duarte, L. V., Cabral, M. C., 2010. Subtidal stromatolites from the Sinemurian of the Lusitanian Basin (Portugal). *Facies*, 56, 211-230
- Barbosa, B., Soares, A. F., Rocha, R. B., Manuppella, G. & Henriques, M. H. (1988) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 19-A (Cantanhede).Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 60 p
- Blum M. & Aslan A. (2006). Signatures of climate vs. sea-level change within incised valley-fill successions: Quaternary examples from the Texas Gulf Coast. *Sed. Geol.* 190, 177-211.
- Carvalho, G. S. (1949). Um perfil geológico da região de Coimbra. *Mem. Notícias Univ.Coimbra* 18, 9-18.
- Carvalho, G. S. (1950). Considerações sobre a estratigrafia das formações mais antigas da orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. *Rev. Fac. Ciências Univ. Coimbra* 19, 39-48.
- Choffat, P., (1880). Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Première livraison - Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. *Mem. Sec. Trab. Géol. Portugal* 22, 72 p., Lisboa
- Duarte, L.M. e Dos Santos,B.T (2010). A nova Carta Geológica de Portugal à escala 1/1.000.000 e a importância da cartografia geológica de base. UGCG- Unidade de Geologia e Cartografia Geológica, INETI.
- Duarte, L.V., Soares, A.F., (2002). Litostratigrafia das series margo-calcárias do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89, 135-154
- Erik S.Rasmussen, Steen Lomholt ,Claus Andersen, Ole V.Vejbæk (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics* 300, 199–225.

-
- Ferreira, C., Dória, A., Sant'Ovaia, H., & Gomes, C. (2011) Estudos de ASM nas Formações de Conraria e de Castelo Viegas na região de Coimbra, Portugal Central.; *VIII Congresso Ibérico de Geoquímica - XVII Semana de Geoquímica*.
- Gibling M. R. (2006). – Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. – *J. Sedim. Research*, 76, 731-770.
- Hill, G. (1988). *The Sedimentology and Lithostratigraphy of the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal*. PhD Thesis, The Open University.
- Hunt, D., & Tucker, M. E. (1992). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81(1-2), 1-9.
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., F., S. A., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P., & Martins, L. (2006). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. Em R. Dias, A. Araújo, & P. & Terrinha, *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Volume II, (pp. 317-368). Évora.
- Kullberg, J. R. (2013). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. Em R. A. Dias, *Geologia Meso-cenozóica de Portugal*. Escolar Editora.
- Leinfelder, R. R., & Wilson, R. C. (1989). Seismic and sedimentologic features of Oxfordian-Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin. *Geologische Rundschau*, 78, 81-104.
- Mouterde, R., & RB, R. (1972). Le Jurassic du Portugal-esquisse stratigraphique et zonale; *Bol. Soc. Geol. Portug.*; *Portug.*, Vol. 18 (1), 73-104.
- Palain, C., 1976. Une série détritique terrigène. Les «Grès de Silves»: Trias et Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S. 25, 377 p., Lisboa.
- Pena dos Reis, R. P., Pimentel, N. L., & Garcia, A. J. V. (2010). A Bacia Lusitânica (Portugal): análise estratigráfica e evolução geodinâmica. *Bol. Geoci. Petrobras*, 19 (1/2), 23-51.
- Pimentel, N., & Pena dos Reis, R. (2016). Petroleum systems of the West Iberian Margin: A review of the Lusitanian Basin and the deep offshore Peniche basin. *Journal of Petroleum Geology*, 39 (3), 305-326.
- Posamentier H. W. & Allen G. P. (1993). – Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins. *Geology*, 21, 455-458.
- Ramalho, M. M., Rey, J., Zbyszewski, G., Alves, C. M., Almeida, F. M., Costa, C. e Kullberg, M. C. (1981). Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha 34-C Cascais. *Serv. Geol. Portugal*, 1-87, Lisboa.
- Reis, R. P., Cunha, P. P., Dinis, J., & Trincão, P. R. (2000). Geological evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic. *GeoResearch Forum* Vol 6 (2000) pp.345-356. Trans Tech Publications, Switzerland.
- Rey, J. (2006). *Da rotura continental à margem passiva: Composição e evolução do Cretácico de Portugal*. Cad. Geol. Portugal, INETI.
- Rocha, R. B., Henriques, M. H., Soares, A. F., Mouterde, R., Caloo, B., Ruget, C. e Fernandez- - Lopez, S., (1990). The Cabo Mondego section as a possible Bajocian boundary stratotype. *Mem. Desc. Carta Geol. Italia* 40, 49-60.
- Rocha, R. B. (Coord.), Marques, B. L., Kullberg, J. C., Caetano, P. C., Lopes, C., Soares, A. F., Duarte, L. V., Marques, J. F. e Gomes, C. R., (1996). The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. *Final Report C. E. C. Proj. MILUPOBAS*, 4 vol., Lisboa.

-
- Soares, A. F., Marques, J. F. e Rocha, R. B., (1985). Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Mem. Notícias, Univ. Coimbra* 100, 41-71.
- Soares A. F., Rocha R. B., Elmi S., Henriques M. H., Mouterde R., Almeras Y., Ruget CH., Marques J. F., Duarte L. V., Carapito M. C. & Kullberg J. C. (1993). – Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". – *C. R. Acad. Sci., Paris, (II)*, 317, 1659-1666.
- Soares, A. F., Marques, J. F., Sequeira, A. D. e colaboradores, (2007). Carta geológica de Portugal, na escala 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 19-D, Coimbra-Lousã. Ineti, 1-71, Lisboa
- Soares, A. F., Marques, J. F. e Callapez, P., (2010). O Grupo de Silves (Coimbra-Penela). In: Neiva, J. M. C., Ribeiro, A., Victor, L. M., Noronha, F. & Ramalho, M. M. (Eds.), *Ciências geológicas – Ensino, Investigação e sua História*. APG e SGP, 397-404.
- Soares, A. F., Kullberg, J. C., Marques, J. F., da Rocha, R. B., & Callapez, P. M. (2012). Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian basin, Portugal). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 183(3), 203-216.
- Silva, R. L., Mendonça Filho, J. G., Azerêdo, A. C., & Duarte, L. V. (2013). Palinofácies e caracterização de matéria orgânica da Formação de Cabaços (Bacia Lusitânica): contributos para a discriminação das dinâmicas paleobiológicas e paleoambientais em meios carbonatados predominantemente não-marinhos. *Comunicações Geológicas*, 100 (1), 113-118.
- Taylor, A. M., Gowland, S., Learly, S., Keogh, K. J., & Martinius, A. W. (2014). Stratigraphical correlation of the Late Jurassic Lourinhã Formation in the Consolação Sub-basin (Lusitanian Basin), Portugal. *Geological Journal*, 143-162.
- Teixeira, B., Pimentel, N. L., & dos Reis, R. P. (2010). Modelagem 1D e 2D da evolução térmica da matéria orgânica nos sectores norte e central da Bacia Lusitânica, Portugal. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 19 (1/2), 187-205.
- Well Report Carapau-1 (1974). Composite LOG, July -September 1974, Esso E.P.P INC
- Well Report Dourada-1 (1974). Composite LOG and Daily Drilling Reports, March 1974, Portugal Sun Oil
- Well Report 13C-1 (1974). Composite LOG, September- November 1974 ,Shell Prospect-Sacorex
- Well Report Faneca-1 (1996). Composite LOG,1996, ESSO E.P.P INC.
- Well Report 17C-1 (1975). Composite LOG, December 1975, Shell Prospeç Portuguesa
- Well Report Alcobaça-1 (2012). Daily Drilling Reports by Wetherford, for Mohave Oil & Gas Corp.. October 2012,76 pp (unpubl.)
- Well Report Aljubarrota-1 (1997). Daily Drilling Reports,1997, Mohave Oil & Gas Corp.
- Well Report Aljubarrota-2 (1998). Stratigraphic Report, Daily Drilling Reports and Composite LOG, June 1998, Mohave Oil & Gas Corp.
- Well Report São Mamede-1 (1957). Composite LOG, 1957,CPP.